



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA MECÁNICA

**CARACTERIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR Y BRISA MARINA  
DURANTE LA DISIPACIÓN DE ESTRATOCÚMULOS COSTEROS EN SAN  
DIEGO Y ANTOFAGASTA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL MECÁNICA

GABRIELA PALLAUTA PÉREZ

PROFESORA GUÍA:  
MÓNICA ZAMORA ZAPATA

PROFESOR CO-GUÍA:  
RICARDO MUÑOZ MAGNINO

COMISIÓN:  
BENJAMÍN HERRMANN PRIESNITZ

Este trabajo ha sido financiado por:  
FONDECYT de iniciación N°11220918

SANTIAGO DE CHILE  
2024

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL MECÁNICA  
POR: GABRIELA PALLAUTA PÉREZ  
FECHA: 2024  
PROF. GUÍA: MÓNICA ZAMORA ZAPATA

## **CARACTERIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR Y BRISA MARINA DURANTE LA DISIPACIÓN DE ESTRATOCÚMULOS COSTEROS EN SAN DIEGO Y ANTOFAGASTA**

Las nubes estratocúmulo juegan un rol crítico en el balance de energía de la Tierra y tienen una gran influencia en la dinámica de la capa límite. Tener un mejor entendimiento del proceso de disipación de estas nubes en zonas costeras favorece la mejora de las predicciones meteorológicas, las cuales también pueden contribuir a la planificación y capacidad local de generación de energía solar.

El objetivo de este trabajo fue caracterizar algunos procesos durante el intervalo de disipación de estratocúmulo costeros, en particular: estadísticas de la radiación solar y la brisa marina utilizando observaciones en dos localidades: San Diego en Estados Unidos y Antofagasta en Chile, donde es usual la presencia de estas nubes.

Para esto se construyó un set de datos con índices, datos cuantitativos capaces de describir el comportamiento de diferentes variables atmosféricas dependientes de tiempo, utilizando datos de diversas fuentes: radiosondas, nefobasímetro, mediciones atmosféricas y solares superficiales, que fueron examinados utilizando “Python” y “MATLAB”, con el fin de establecer los tiempos de quiebre y disipación de las nubes, caracterizar el comportamiento de la brisa marina y estudiar diferentes variables durante el periodo de fragmentación. Para que esta caracterización fuera lo más consistente posible y permitiera la comparación entre localidades se utilizó el amanecer como referencia para el cálculo de los tiempos. Junto con esto, se realizó un análisis de sensibilidad para los algoritmos de detección de los tiempos de inicio del proceso de fragmentación, disipación e inicio de la brisa marina y se calculó la Correlación de Spearman entre los índices.

Los índices desarrollados permitieron la caracterización cuantitativa del proceso mediante algoritmos que detectan los tiempos de inicio de la fragmentación, de disipación y del inicio de la brisa marina. Tras analizar 149 días en San Diego y 523 en Antofagasta, se determinó que el inicio promedio de la ruptura ocurre 78 minutos después del amanecer en San Diego y 72 minutos en Antofagasta, lo que resulta prácticamente idéntico en ambas localidades. Además, se observó que el proceso de fragmentación tiene una duración promedio mayor en Antofagasta, con 186 minutos, en comparación con San Diego, donde dura 158 minutos, lo que sugiere una estrecha relación con el momento de disipación. Sin embargo, el análisis de la correlación entre los índices no reveló una asociación significativa entre el comportamiento de la radiación y el viento en el proceso de ruptura.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes básicos . . . . .	1
1.2. Motivación . . . . .	2
1.2.1. Objetivo general . . . . .	2
1.2.2. Objetivos específicos . . . . .	2
<b>2. Antecedentes</b>	<b>3</b>
2.1. Capa límite . . . . .	3
2.1.1. Presencia de estratocúmulos . . . . .	4
2.1.2. Variabilidad temporal . . . . .	5
2.1.3. Estudios previos . . . . .	6
2.1.4. Zonas de estudio. . . . .	7
2.1.4.1. San Diego . . . . .	7
2.1.4.2. Antofagasta . . . . .	8
<b>3. Metodología</b>	<b>10</b>
3.1. Bases de datos . . . . .	10
3.2. Creación de índices . . . . .	12
3.2.1. Caracterización de la radiación solar . . . . .	12
3.2.1.1. Índices de radiación . . . . .	13
3.2.1.2. Amanecer . . . . .	13
3.2.1.3. Determinación de puntos de cielo despejado. . . . .	13
3.2.1.4. Proceso de disipación . . . . .	13
3.2.1.5. Análisis de sensibilidad . . . . .	15
3.2.1.6. Factor de turbidez de Linke . . . . .	15
3.2.1.7. Cálculo del coeficiente de turbidez de Linke . . . . .	15
3.2.2. Caracterización de magnitudes relevantes para la brisa marina. . . . .	16
3.2.2.1. Índices de brisa marina. . . . .	18
3.2.2.2. Análisis de sensibilidad del tiempo inicial del viento . . . . .	18
3.2.3. Índices atmosféricos . . . . .	19
3.2.3.1. Datos superficiales . . . . .	19
3.2.3.2. Nefobasímetro . . . . .	19
3.2.3.3. Radiosondas . . . . .	20
3.3. Casos de estudio . . . . .	21
3.3.1. Selección . . . . .	21
3.3.2. Estudio de correlaciones . . . . .	21
3.3.3. Análisis de casos . . . . .	21

<b>4. Resultados y Discusión</b>	<b>22</b>
4.1. Casos de estudio . . . . .	22
4.2. Interpretación de promkrup . . . . .	23
4.3. Altura de la nube . . . . .	23
4.4. Espesor de la nube . . . . .	24
4.5. Tiempos de fragmentación . . . . .	25
4.6. Brisa marina . . . . .	27
4.7. Correlaciones . . . . .	29
4.8. Análisis de sensibilidad . . . . .	33
4.8.1. Tiempo inicial de fragmentación . . . . .	33
4.8.2. Tiempo final de fragmentación . . . . .	33
4.8.3. Tiempo inicial de la brisa marina . . . . .	34
4.9. Análisis de un caso . . . . .	35
4.9.1. San Diego . . . . .	35
4.9.2. Antofagasta . . . . .	37
<b>5. Conclusiones</b>	<b>39</b>
5.1. Conclusiones generales . . . . .	39
5.1.1. Trabajos futuros . . . . .	40
<b>Bibliografía</b>	<b>41</b>

# Índice de Tablas

3.1.	Datos disponibles . . . . .	11
3.2.	Índices de Radiación . . . . .	13
3.3.	Índices de brisa marina . . . . .	18
3.4.	Índices atmosféricos de Antofagasta. . . . .	19
3.5.	Índices atmosféricos de San Diego. . . . .	19
3.6.	Índices nefobasímetro, Antofagasta. . . . .	20
3.7.	Índices de radiosonda . . . . .	21
4.1.	Listado resumen de correlaciones significativas de los índices de radiación en Antofagasta y San Diego. . . . .	31
4.2.	Correlaciones entre los índices de radiación y viento en San Diego y Antofagasta. . . . .	32
4.3.	Índices p para las correlaciones entre índices de radiación y viento en San Diego y Antofagasta. . . . .	33
4.4.	Variación de los tiempos de inicio de fragmentación detectados respecto a la variación del índice k, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días). . . . .	33
4.5.	Variación de los tiempos de finalización del proceso de fragmentación detectados respecto a la variación del tiempo de cielo despejado, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días). . . . .	34
4.6.	Variación de los tiempos de inicioviento detectado respecto a la variación del tiempo de aumento en la magnitud del viento y su distribución respecto al tinicioruptura, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días). . . . .	34

# Índice de Ilustraciones

2.1.	Esquema de la estructura de la capa límite planetaria a lo largo de un día [12].	4
2.2.	Perfiles idealizados de variables medias dentro de la capa mezclada con Sc en el tope. a) Ubicación de nubes; b) Razón de mezcla de agua total; c) Temperatura potencial equivalente; d) Razón de mezcla de agua líquida; e) Velocidad del viento [5].	4
2.3.	Irradianza global horizontal durante la disipación de estratocúmulos costeros (17/06/2017), junto con imágenes del cielo durante el proceso en San Diego, California [19].	6
2.4.	a) Irradianza (negro) e irradianza en el modelo de cielo despejado (rojo) durante el 17 de Junio del año 2017, en La Jolla, CA. b) Determinación de peak, tiempo de inicio y tiempo final. [4].	7
2.5.	a) Ciclos estacionales de nubosidad costera (azul) y Temperatura máxima diaria (rojo) para San Diego. b) Contorno de nubosidad costera de baja altura del 30 % para el sur de California. [6].	8
2.6.	Mapa y topografía del área de estudio, Antofagasta [20].	9
3.1.	Ubicación de los diferentes puntos de toma de datos.	12
3.2.	Ficha Climatológica de la Radiación Global promedio ( $\frac{W}{m^2}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).	12
3.3.	Índice de cielo despejado (2/12/2015), Antofagasta.	14
3.4.	Irradianza medida (2/12/2015) en Cerro Moreno, Antofagasta.	14
3.5.	Irradianza medida (6/5/2015) en Cerro Moreno, Antofagasta.	15
3.6.	Ciclo anual de la dirección del viento ( $^{\circ}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).	16
3.7.	Ciclo anual de la magnitud del viento ( $\frac{m}{s}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).	16
3.8.	Ciclo diario de la magnitud del viento ( $\frac{m}{s}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).	17
3.9.	Ciclo diario de la dirección del viento .Porcentaje de frecuencia (%).	17
3.10.	Datos nefobasímetro (18/07/2018) Cerro Moreno, Antofagasta.	20
4.1.	Cantidad de casos de estudio seleccionados.	22
4.2.	Histogramas de distribución mensual de los días seleccionados como caso.	23
4.3.	Alturas relevantes obtenidas mediante el nefobasímetro y la radiosonda en Antofagasta, Chile.	24
4.4.	Espesor detectado por el nefobasímetro en Antofagasta, Chile.	25
4.5.	Histogramas del tiempo inicial y final inicial de la ruptura ajustado por el amanecer.	25
4.6.	Histogramas de la duración del proceso de ruptura en los casos de estudio.	26
4.7.	Diagramas de dispersión entre $t_{finalruptura}$ y $t_{deltaruptura}$ .	26
4.8.	Histogramas del inicio del viento en La Jolla, San Diego y Cerro Moreno, Antofagasta.	27
4.9.	Distribución de la duración del inicioviento con respecto al iniciofragmentación.	27

4.10.	Histogramas de la magnitud del viento. . . . .	28
4.11.	Histogramas del tiempo inicial del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta. . . . .	28
4.12.	Histogramas del tiempo de finalización del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta. . . . .	29
4.13.	Histogramas de la duración del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta. . . . .	29
4.14.	Cantidad de correlaciones detectadas. . . . .	30
4.15.	Ajustes de cielo despejado durante el 12 de Julio del 2016, San Diego. . . . .	35
4.16.	Tiempos de inicio y final del proceso de fragmentación durante el 12 de Julio del 2016, San Diego. . . . .	36
4.17.	Comportamiento de la magnitud del viento durante el 12 de Julio del 2016, San Diego. . . . .	36
4.18.	Ajustes de cielo despejado durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta. . . . .	37
4.19.	Tiempos de inicio y final del proceso de fragmentación durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta. . . . .	37
4.20.	Comportamiento de la magnitud del viento durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta. . . . .	38
4.21.	Datos del Nefobasímetro durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta. (1) Inicio de la fragmentación (2) Disipación (3) Ciclo de formación de nubes. . . . .	38

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Antecedentes básicos

Presentes en más de un quinto de la superficie de los océanos, las nubes estratocúmulos son un tipo de nubes de baja altura cuya dinámica convectiva es mantenida por el enfriamiento radiativo de la zona superior de la nube. A grandes rasgos, los fenómenos radiativos tienen implicancias globales: la gran capacidad para reflejar la radiación incidente y la emisión de calor (radiación de onda larga) hacia el exterior, generan un efecto de enfriamiento en el balance radiativo neto de la Tierra. La importancia de este fenómeno radica en que pequeños cambios en su espesor y cobertura puedan generar efectos radiativos comparables con el aumento de gases de efecto invernadero, lo que es sumamente relevante en estudios de cambio climático.

El ciclo diurno de las nubes estratocúmulos está fuertemente influenciado por la radiación solar. Durante la noche la ausencia de radiación solar permite la formación de estratocúmulos que aumentan su espesor gracias al enfriamiento radiativo. Este crecimiento es contrarrestado durante el día, a medida que el calentamiento solar aumenta la temperatura de la capa límite atmosférica, causando una subida de la altura de la base de la nube y disminuyendo su espesor. Este adelgazamiento eventualmente puede llevar a la fragmentación y disipación de la nube.

La física de los estratocúmulos es controlada por la interacción entre diferentes procesos, como la radiación, turbulencia, flujos superficiales, brisa marina y la precipitación. En consecuencia el espesor y la cobertura de las nubes estratocúmulos están fuertemente modulados por las interacciones entre las variables sinópticas, complejizando la modelación y comprensión del proceso [1].

El proceso de fragmentación y disipación de nubes estratocúmulos costeras ha sido recientemente estudiado de manera observacional, indicando la existencia de un ritmo característico en la disipación [2] y presentando una metodología para la detección de la fragmentación de la nube por medio de mediciones de la radiación solar [4].

Los estratocúmulos se presentan en abundancia sobre los océanos, particularmente sobre zonas frías de océanos tropicales, subtropicales y de latitudes medias, debido a que la baja temperatura del océano produce una fuerte estabilidad en la tropósfera inferior lo que permi-



te la formación de este tipo de nubes [1]. Este fenómeno es observado en las costas de Chile y en California, zonas en las que se centrará este estudio.

Antofagasta, ubicada en 23.4° S, 74.4 °O, correspondiente al borde costero de la zona norte de Chile, presenta un clima desértico con abundantes días nublados. En esta zona, la capa límite atmosférica presenta una formación frecuente de estratocúmulos, limitada por una inversión térmica producto de la fuerte subsidencia provocada por el contraste térmico entre el océano y el continente, y el dominio del sector Suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur. Entre mayo y noviembre se presenta un mayor porcentaje de ocurrencia de techo nuboso en la zona, alcanzando cerca del 50 % en agosto y septiembre [5].

California, en torno a 20°–30°N, 120°–130°O, presenta nubes estratiformes costeras de baja altitud, estratos y niebla, principalmente entre mayo y septiembre debido a la fuerte inversión térmica que afecta la zona durante el verano. Este fenómeno es generado por el anticiclón del Pacífico Norte, que promueve un entorno favorable para las inversiones térmicas, y varía en escalas de tiempo interanuales e interdecadales relacionadas con la variabilidad de la temperatura superficial del mar [6].

## 1.2. Motivación

La mejor comprensión del proceso de fragmentación y disipación permite conocer la dinámica diurna de estratocúmulos costeros y, por lo tanto, propiedades de la niebla costera presente en nuestro país. Entender su comportamiento permite una mejora en los pronósticos de generación de energía solar, ya que el tiempo de disipación puede generar la disminución y/o aumento repentino en la radiación solar incidente en los paneles solares, provocando un déficit energético y la operación de los inversores [8]. La niebla costera presenta el potencial hidrológico para abastecer de agua potable a pequeños poblados afectados por la sequía, el desarrollo de la agricultura y proyectos de forestación para la captura de dióxido de carbono. Además, las nieblas densas pueden generar accidentes aéreos, por problemas en el despegue o aterrizaje, terrestres y marítimos [9].

### 1.2.1. Objetivo general

Caracterizar las estadísticas de radiación solar y brisa marina durante el proceso de disipación de estratocúmulos costeros en San Diego, California, y Antofagasta, Chile.

### 1.2.2. Objetivos específicos

1. Recopilar un set de datos para caracterizar todos los procesos relevantes en el desarrollo de nubes estratocúmulo.
2. Determinar magnitudes relevantes para caracterizar la brisa marina.
3. Reconocer y definir los tiempos de quiebre y disipación.
4. Analizar la dinámica de algunos casos de estudio, centrándose en el comportamiento de la radiación solar y el viento previos y durante el intervalo de quiebre y disipación.
5. Estudiar la relación entre la radiación solar y el viento con el proceso de fragmentación.

# Capítulo 2

## Antecedentes

### 2.1. Capa límite

La tropósfera es la primera capa atmosférica sobre la superficie terrestre, caracterizada por la presencia de procesos de transporte como la convección y turbulencia, y es donde ocurren la mayoría de los fenómenos que determinan el tiempo meteorológico. Su estructura interna se divide en dos: la capa límite atmosférica o ABL (atmospheric boundary layer), y la tropósfera libre.

La ABL es influenciada por la superficie terrestre (el albedo superficial, la rugosidad geográfica, el contenido de humedad y la cubierta vegetal [10]) y responde a los forzamientos superficiales (evaporación y transpiración, transferencia de calor, arrastre por fricción, emisión de contaminantes y modificación del flujo por la geografía) con una escala de tiempo aproximada de una hora. Su espesor es variable en el tiempo y espacio, desde cientos de metros hasta pocos kilómetros [11].

La capa límite marina y continental puede ser diferenciada por la humedad relativa más alta sobre los océanos, típicamente entre 75-100 %, la poca incidencia del ciclo diurno, diferencias de temperatura entre el océano y el aire, entre 0-2 K , y la persistencia de nubes en la capa límite marina [5]. Sobre los océanos el espesor de la ABL presenta una escasa variación en el tiempo, debido a la gran capacidad calorífica del mar que le permite absorber grandes cantidades de radiación sin presentar cambios de temperatura considerable [11].

En terrenos aproximadamente planos e influenciado por altas presiones la capa límite, el ciclo diurno de insolación y la presencia de nubes [13] presenta una estructura definida (Fig.2.1). Podemos distinguir una capa de mezcla durante el día, dominada por la convección, una capa residual nocturna, establemente estratificada, y la capa límite estable, que divide a la ABL de la tropósfera libre y es conocida como inversión térmica [14], que se encuentra generalmente debajo de los 3 km, impidiendo la penetración de los movimientos turbulentos desde la ABL hacia la tropósfera libre [10].

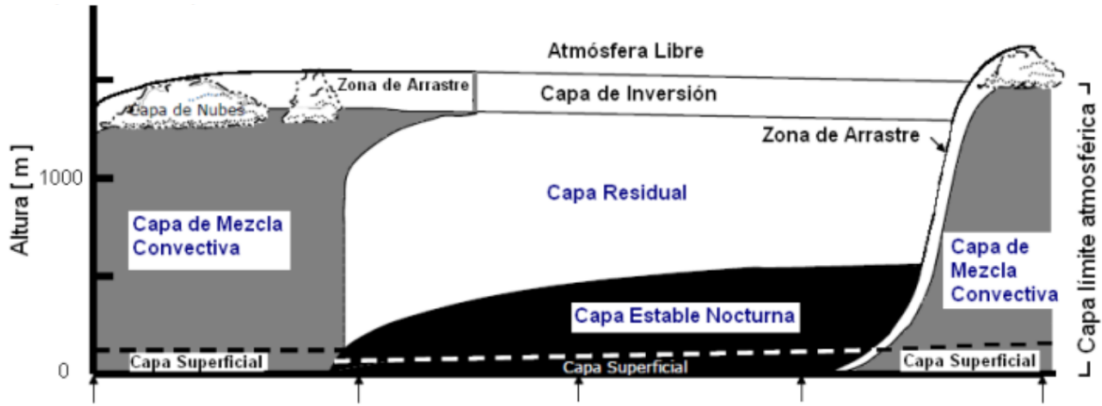


Figura 2.1: Esquema de la estructura de la capa límite planetaria a lo largo de un día [12].

### 2.1.1. Presencia de estratocúmulos

En los estudios de ABL podemos encontrar dos tipos de nubes: cúmulos, y estratocúmulos (incluyendo la niebla). La ABL cubierta por estratocúmulos es caracterizada por una fuerte inversión de temperatura formada cuando el aire cálido y seco desciende desde arriba en una celda de alta presión interactuando con el aire frío y húmedo cerca de la superficie [19]. Estas nubes se encuentran en la parte superior de la ABL, donde las temperaturas más frías permiten la condensación del vapor de agua [11].

Las nubes estratocúmulos marinas suelen alcanzar la máxima cobertura y espesor antes del amanecer y una cobertura y espesor mínimo durante la tarde, exhibiendo un marcado ciclo diurno. Las principales causas de la disipación de las nubes durante el día son: el calentamiento a través de la absorción solar, el flujo de calor sensible de la superficie y la incorporación de aire más seco y cálido de altura (entrainment)[19].

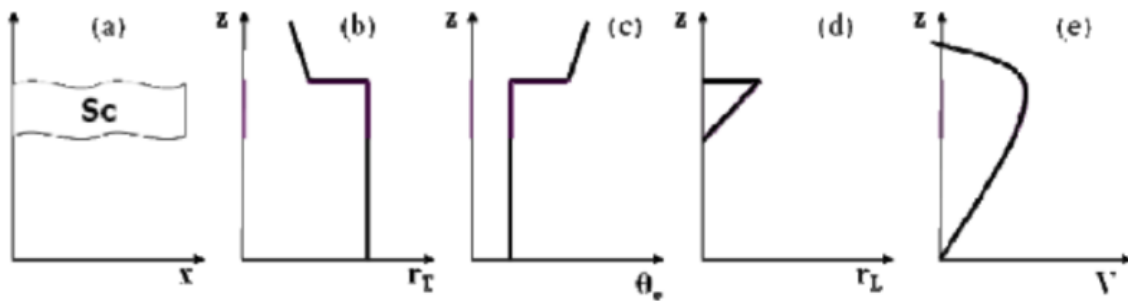


Figura 2.2: Perfiles idealizados de variables medias dentro de la capa mezclada con  $Sc$  en el tope. a) Ubicación de nubes; b) Razón de mezcla de agua total; c) Temperatura potencial equivalente; d) Razón de mezcla de agua líquida; e) Velocidad del viento [5].

La ABL se encuentra frecuentemente acoplada por una fuerte mezcla turbulenta, por lo que la temperatura potencial equivalente y la razón total de mezcla de agua son relativamente constantes con la altura, la temperatura potencial virtual sigue la adiabática húmeda

dentro de la capa de nubes, y el agua líquida aumenta en forma aproximadamente lineal con la altura a partir de la base de la nube (Fig.2.2).

El tope de la nube frecuentemente tiene menos agua líquida que la esperada adiabáticamente, debido al entrainment (proceso por el cual el fluido turbulento dentro de una capa mezclada incorpora fluido adyacente menos turbulento) de aire seco desde la tropósfera libre. El entrainment puede causar el desacoplamiento de la capa de mezcla, debido a que estabiliza el perfil de temperatura en su interior. Por otra parte, la existencia de la capa de nubes fortalece la capa de inversión, debido a su impacto en el balance radiativo entre las capas subyacentes, reduciendo el entrainment ayudando a mantener la capa de nubes [5].

El espesor de la nube depende de la altura de inversión, el contenido medio de agua y la temperatura media del ABL [5]. Una disipación anticipada es asociada a una advección de brisa marina más débil y suelos mas secos, representados como menores números de Bowen (relación entre los flujos de calor sensible y latente sobre la tierra). Los factores se encuentran interrelacionados con otras variables y tienen una naturaleza covariante, por lo que no contribuyen de forma independiente a la disipación de las nubes [8].

### **2.1.2. Variabilidad temporal**

La variabilidad temporal de los estratocúmulos se puede dividir en cuatro escalas de tiempo: interanual, estacional, sinóptica y diurna. En muchos casos la variación temporal general en la cobertura de estratocúmulos es afectada directamente por las cuatro escalas de tiempo de manera significativa.

En muchas regiones, la cubierta de estratocúmulos es fuertemente estacional. Los patrones de variabilidad estacional de estas nubes siguen en gran medida el ciclo estacional de estabilidad de la tropósfera inferior. La presencia, cobertura y grosor de Sc es modulada por el entorno sinóptico, pero ningún parámetro meteorológico por sí solo puede explicar completamente la variabilidad sinóptica .

La variabilidad interanual de la estabilidad troposférica inferior está controlada tanto por la temperatura de la superficie del mar como por la temperatura troposférica libre. Existe evidencia que sugiere que la variabilidad interanual de la tropósfera libre es dominante en algunas regiones, mientras que en otras domina la temperatura de la superficie del mar [1].

El ciclo diario de las nubes estratocúmulos es desencadenado por el ciclo diurno de insolación (Fig.2.3). Durante el día, la radiación solar es absorbida parcialmente en la zona superior de la nube, contrarrestando el enfriamiento de onda larga [19], suprimiendo el impulso radiativo total. Esto resulta en movimientos convectivos mas débiles y un acoplamiento menos eficiente de las nubes con el suministro de humedad superficial, lo que ocasiona que la cobertura máxima de estratocúmulos sea mayor durante las primeras horas de la mañana, antes del amanecer [1]. La capa límite es inestable con un flujo de calor ascendente desde la superficie, la mezcla turbulenta es muy fuerte y se generan perfiles de tendencia uniforme de temperatura potencial y viento [7].

Por la noche, el enfriamiento radiativo de onda larga en la zona superior de las nubes es el principal impulsor de la turbulencia en la capa límite, generando una capa bien mezclada

que actúa para mantener la capa de nubes estratocúmulos [19].

En la presencia de un cielo despejado, antes del amanecer, se observa el desarrollo de la estratificación estable de la Capa Límite Atmosférica (ABL). Esto ocurre como resultado del enfriamiento radiativo de la superficie terrestre, lo que conlleva al desacoplamiento de la ABL de la parte más alta de la atmósfera, manteniendo así la capa residual nocturna.

En contraste, durante el amanecer cuando hay presencia de nubes estratocúmulos, el flujo de calor de la superficie experimenta un cambio de dirección y la altura de la capa de mezcla aumenta. Se forma entonces una capa de inversión, que actúa para controlar la penetración del movimiento turbulento. Esta capa de inversión aumenta rápidamente en la mañana y puede alcanzar una altura de varios kilómetros durante el día, lo que resulta en la reducción del espesor de la capa de nubes hasta su eventual fragmentación y disipación [7].

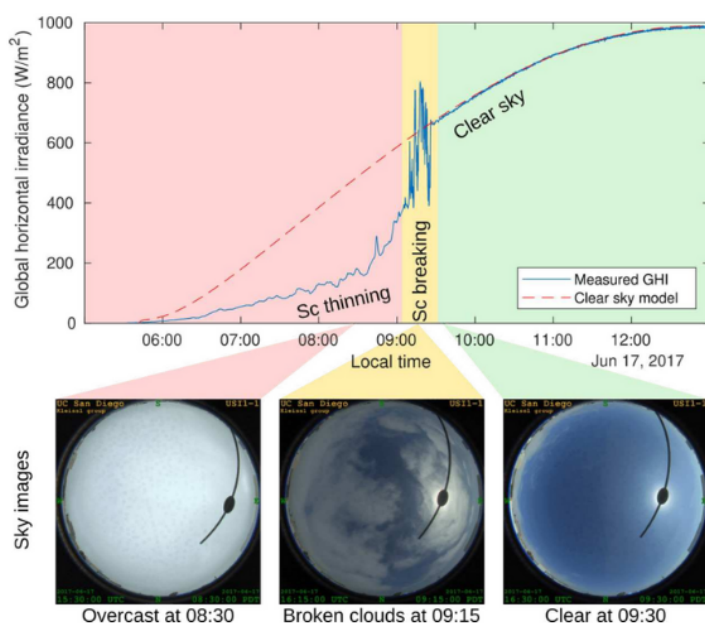


Figura 2.3: Irradianza global horizontal durante la disipación de estratocúmulos costeros (17/06/2017), junto con imágenes del cielo durante el proceso en San Diego, California [19].

### 2.1.3. Estudios previos

La mayoría de las investigaciones se han centrado en observar, medir y modelar nubes estratocúmulos marinas en los subtrópicos o como parte de sistemas posfrontales [19]. El proceso de fragmentación y disipación de estratocúmulos costeros ha sido recientemente estudiado de manera observacional en dos ocasiones.

La primera [2], realizada en el desierto de Atacama indica la existencia de un ritmo característico en la disipación y define dos nuevos conceptos para caracterizar el fenómeno: la velocidad de disipación y la aceleración de disipación. Dentro de los procesos observados fue posible establecer la existencia de una fracción absorbida de radiación solar, a la altura de la nube, como el impulsor exclusivo del proceso de disipación diurna. El estudio concluye la

existencia de una aceleración de disipación promedio y una aceleración de adelgazamiento promedio constantes.

La segunda [4], realizada en California, caracteriza los eventos de aumento de la irradianza ocasionados por la disipación de nubes estratocúmulos costeras utilizando mediciones de radiación solar y un modelo de cielo despejado para describir los eventos. Presenta una metodología para la detección de la fragmentación que estudia los datos de irradianza horizontal global e irradianza de cielo despejado. Para esto realiza una selección de días por inspección visual de las series temporales de los datos, siendo corroborado con las imágenes de cielo disponible y descartando días que presentan nubes estratocúmulos con más de una capa. Se define el índice de cielo despejado, la relación entre irradianza horizontal global e irradianza de cielo despejado, y la hora de inicio de ruptura, el tiempo anterior al primer peak (aumento del índice de cielo despejado mayor en 0.15 a su promedio móvil en 15 minutos), y el tiempo final, donde se aprecia el cielo despejado durante los siguientes 5 minutos (Fig.2.4). Este estudio da cuenta que las nubes que se fragmentan más tarde en el día producen eventos de aumento en la irradianza solar excediendo la de cielo despejado, con un proceso de fragmentación más largo acompañado de menores ángulos cenitales solares y una mayor velocidad del viento, indicando que un mayor espesor de la nube influye en el aumento del tiempo de disipación.

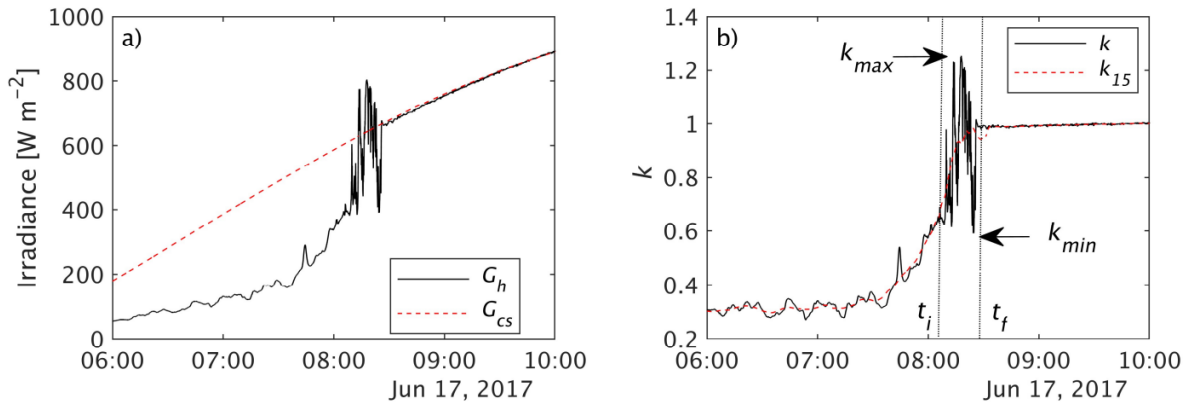


Figura 2.4: a) Irradianza (negro) e irradianza en el modelo de cielo despejado (rojo) durante el 17 de Junio del año 2017, en La Jolla, CA. b) Determinación de peak, tiempo de inicio y tiempo final. [4].

## 2.1.4. Zonas de estudio.

### 2.1.4.1. San Diego

La costa de California es caracterizada por la presencia de estratocúmulos costeros debido a la alta presión subtropical que afecta la zona durante el verano, desde junio a septiembre, y a menudo corresponden a más del 80 % de todas las nubes [7]. Los procesos atmosféricos a gran escala dictan ciclos anuales de los estratocúmulos sobre el océano, mientras los procesos de la capa límite atmosférica dictan los ciclos diarios sobre la costa terrestre [16].

Existe una asociación entre el aumento de la frecuencia de la niebla, asociada a la forma-

ción de estratocúmulos, y el aumento del gradiente de temperatura de la costa del norte de California. Una mayor presencia de nubes es asociado con temperaturas diurnas más frías y temperaturas nocturnas más cálidas, actuando como un modulador de la intensidad y duración de las olas de calor [7].

En la zona sur de California el máximo de estratocúmulos se presenta en junio (Fig.2.5) y a fines de julio o principios de agosto en el norte. Este ciclo es influenciado por la temperatura superficial del mar y la temperatura potencial en altura (700 hPa), controlado por un equilibrio entre el calentamiento por subsidencia y el enfriamiento por advección horizontal [6].

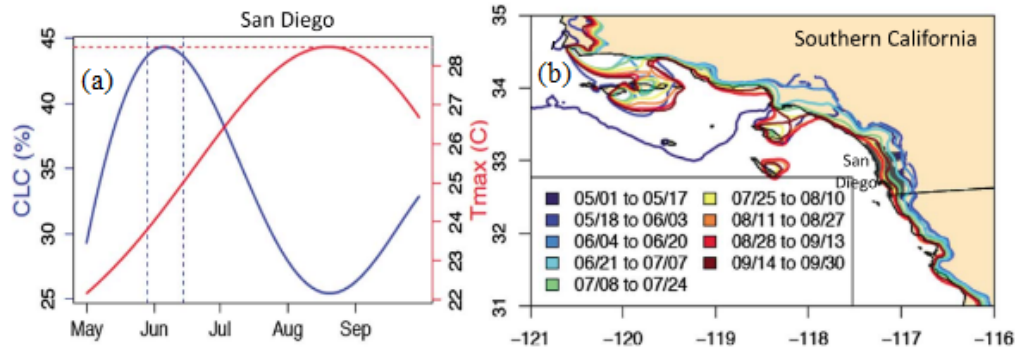


Figura 2.5: a) Ciclos estacionales de de nubosidad costera (azul) y Temperatura máxima diaria (rojo) para San Diego. b) Contorno de nubosidad costera de baja altura del 30 % para el sur de California. [6].

#### 2.1.4.2. Antofagasta

Antofagasta se encuentra ubicada en uno de los bordes de la zona de estratocúmulos del sector Este del Anticiclón del Pacífico Sur, y parece estar asociada con una dinámica atmosférica regional que refuerza la subsidencia en el período diurno [15]. El clima en la región está principalmente influenciado por el sector Suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur, por la presencia de la Cordillera de Los Andes y por el efecto estabilizador del océano.

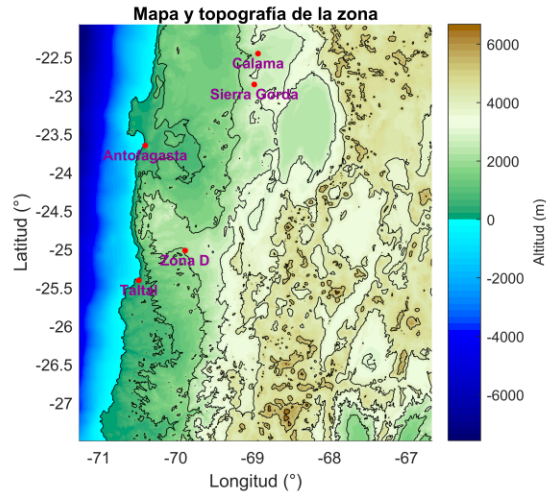


Figura 2.6: Mapa y topografía del área de estudio, Antofagasta [20].

Los estratocúmulos costeros se forman bajo la base de la inversión térmica y tienen una ocurrencia más frecuente en la primavera y durante las noches. El tope de la ABL, considerada como la base de la inversión de subsidencia, se presenta entre los 700 y 1200 metros sobre el nivel del mar. La máxima cobertura de los estratocúmulos se presenta durante la mañana, con altura de 600-700 m, y su mínima durante la tarde, con alturas aproximadas de 800 m. La altura de esta capa de inversión térmica en Antofagasta presenta una descenso del orden de los 40 m/década y 15 m/década, sugiriendo el aumento del espesor de la capa de nubes, y coincidiendo con una disminución de cobertura de estas.

Durante el ciclo anual las menores alturas de la ABL se encuentran en invierno y primavera con promedios alrededor de 850 metros sobre el nivel del mar, mientras que las mayores alturas se concentran en verano. Las variables termodinámicas presentan un acentuado ciclo estacional caracterizado por menor temperatura potencial, mayor humedad relativa (HR) y menor razón de mezcla ( $q$ ) en el periodo invierno-primavera. Durante el verano y la primavera la componente zonal del viento no presenta diferencias bajo los 1500 m, pero la componente meridional del viento bajo los 1000 m presenta en primavera viento del sur más intenso cuando el cielo se encuentra despejado. El ciclo diario de la ABL posee una tendencia a la expansión, particularmente después del mediodía, cuando existe un aumento en los vientos del sudoeste y la divergencia de la componente zonal del flujo sobre la inversión tendería a hacerla descender.[5]



# Capítulo 3

## Metodología

En este capítulo se presenta la metodología, la cual está dividida en tres partes: formación de un set de datos, el análisis de correlaciones y casos de estudio.

Mediante un proceso de revisión y familiarización con diferentes fuentes de datos, se establecieron las variables de interés que permiten caracterizar el estado inicial de la capa límite y el comportamiento de las variables atmosféricas durante el ciclo diurno de las nubes, posibilitando la creación de un set de datos que cuantifica los procesos relevantes en el desarrollo de nubes estratocúmulo, incluyendo la brisa marina.

Posteriormente, se definen los algoritmos para extraer información desde las variables con el fin de generar índices capaces de establecer y caracterizar el momento de inicio del proceso de fragmentación y disipación de las nubes, realizando un análisis de sensibilidad de las variables involucradas. Con esto se analizan los casos de estudio, particularmente el comportamiento de la radiación solar y el viento antes, durante y posterior al proceso de fragmentación y disipación.

Para finalizar, se realiza un estudio del comportamiento y la relación entre la radiación y la brisa marina durante la disipación, comparándola con los antecedentes bibliográficos, teniendo en cuenta el estado inicial de las variables meteorológicas de la capa límite y el espesor de la nube.

### 3.1. Bases de datos

Los datos consultados (Tabla 3.1) para la creación del set de datos incluyen datos públicos, que en San Diego abarcan los datos de dirección y magnitud del viento y datos atmosféricos de radiosondas, y adicionalmente datos superficiales ambientales y de radiación solar de San Diego (Fig.3.1.b), gracias al Prof. Jan Kleissl de UC San Diego, y los datos superficiales, radiosonda y nefobasímetro de una campaña de medición realizada en Cerro Moreno, Antofagasta gracias al Prof. Ricardo Muñoz.

Tabla 3.1: Datos disponibles

Localidad	Fuente	Origen del dato	Dato	Unidad	
Antofagasta	Campaña Cerro Moreno	Datos superficiales	Temperatura	°C	
			Punto de Rocío	°C	
			Humedad relativa	%	
			Radición global horizontal	$\frac{W}{m^2}$	
			Temperatura Potencial	°C	
				Presión	hPa
		Radiosonda	Número de capas de nubes detectadas	#	
			Altura del Lifting Condensation Level (LCL)	m	
			Altura de la base de la nube	m	
			Altura de la capa de inversión	m	
			Estadística* de la humedad específica	$\frac{g}{kg}$	
			Estadística* de la temperatura potencial	K	
			Promedio de la dirección del viento	°	
Promedio de la velocidad del viento	$\frac{m}{s}$				
Nefobásimetro	Estadística* de la altura de las nubes bajas**	m			
San Diego	NKX	Radiosonda	Número de capas de nubes detectadas	#	
			Altura del Lifting Condensation Level (LCL)	m	
			Altura de la nube	m	
			Altura de la capa de inversión	m	
			Estadística* de la humedad específica	$\frac{g}{kg}$	
			Estadística* de la temperatura potencial	K	
			Promedio de la dirección del viento	°	
	Promedio de la velocidad del viento	$\frac{m}{s}$			
	UC SD	Datos superficiales	Temperatura	C	
			Humedad Relativa	%	
			Radiación global horizontal	$\frac{W}{m^2}$	
	Scripps Institution of Oceanography	Datos superficiales	Dirección del viento	°	
			Velocidad del viento	$\frac{m}{s}$	

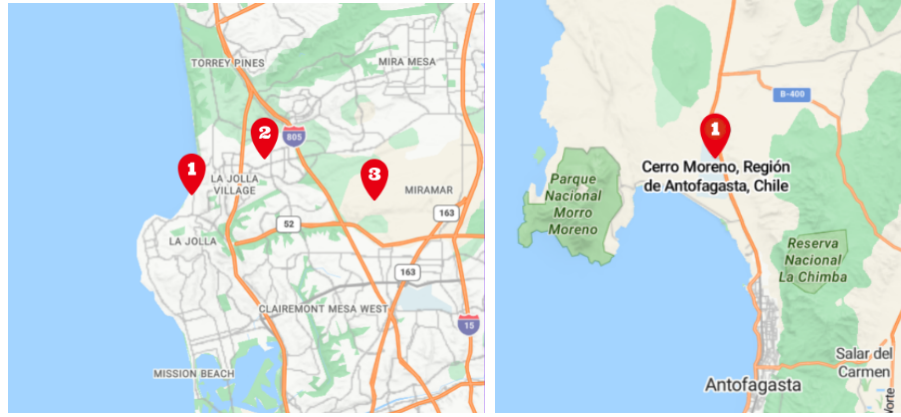
\* La estadística incluye el promedio, máximo, mínimo y desviación estándar.

\*\* Las nubes bajas corresponden a nubes con alturas menores a 2500 metros.

La campaña de Cerro Moreno (Fig. 3.1.b) ubicada en 23.4 °S y 70.4° W, a una elevación de 135 msnm cuenta con datos superficiales, tanto de radiación como ambientales, de 773 días y con registro cada cinco minutos que abarcan desde 12/12/2013 al 04/02/2016. Los datos del nefobasímetro abarcan desde el 02/08/2013 hasta el 04/02/2016 con una frecuencia promedio cada 7.4 segundos. Todas fueron promediadas para generar variables cada cinco minutos. Con respecto a los datos de radiosonda, estos fueron tomados una vez al día, a las 12:00 UTC, desde el 01/01/2013 hasta el 28/02/2016.

Los datos de UC San Diego fueron tomados en sus instalaciones (Fig. 3.1.a) : datos superficiales de radiación solar, temperatura y humedad relativa cada cinco minutos que comprenden datos de manera intermitente desde el 2008 hasta el 2021. Los datos <sup>1</sup> de dirección y magnitud de viento fueron obtenidos desde la Jolla (Fig3.1.a .1), disponibles cada segundo entre el 22/05/2016 al 05/11/2017. En relación a los datos de radiosonda desde el aeropuerto NKX (Fig3.1.a.3) fueron tomados dos veces al día, tanto a las 00:00 como a las 12:00 UTC, desde el 01/01/2014 hasta el 31/12/2017.

<sup>1</sup> Datos de la Jolla. Scripps Institution of Oceanography. [https://cdip.ucsd.edu/themes/cdip?d2=p70&pb=1&u2=s:073:st:1:v:ws\\_plot:dt:202311241820:t:data](https://cdip.ucsd.edu/themes/cdip?d2=p70&pb=1&u2=s:073:st:1:v:ws_plot:dt:202311241820:t:data)



(a) San Diego. 1) La Jolla 2) UC SD 3) NKX  
 (b) Antofagasta. 1) Cerro Moreno

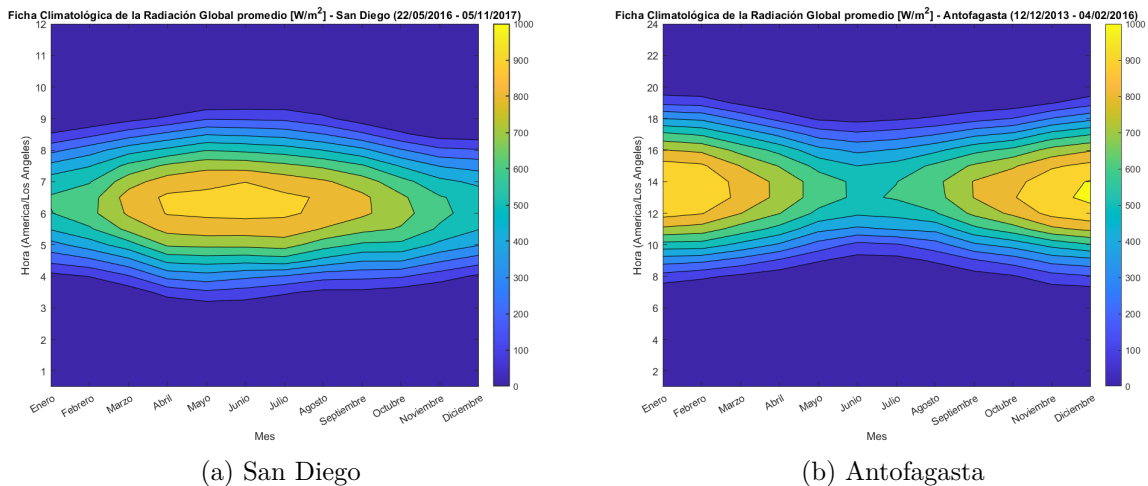
Figura 3.1: Ubicación de los diferentes puntos de toma de datos.

## 3.2. Creación de índices

Los índices corresponden a datos cuantitativos capaces de describir el comportamiento de diferentes variables meteorológicas dependientes de tiempo, como la radiación solar, velocidad, dirección del viento, temperatura, temperatura potencial, humedad relativa, entre otras, durante una temporalidad acotada. <sup>2</sup>

### 3.2.1. Caracterización de la radiación solar

El ciclo anual de la radiación solar (Fig.3.2) responde a los movimientos traslación de la tierra, es decir, posee una variación estacional presentando valores más altos durante el verano. En general San Diego presenta una radiación global de menor magnitud que Antofagasta.



(a) San Diego  
 (b) Antofagasta

Figura 3.2: Ficha Climatológica de la Radiación Global promedio ( $\frac{W}{m^2}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).

<sup>2</sup> Códigos Matlab. <https://github.com/Pallauta/Radiacion-Solar-Antofagasta-y-San-Diego>

### 3.2.1.1. Índices de radiación

Para caracterizar la radiación solar durante el proceso de fragmentación de la nube se definieron once índices (Tabla 3.2) utilizando datos superficiales de la radiación global horizontal medida tanto en San Diego y Antofagasta.

Tabla 3.2: Índices de Radiación

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
<b>Radiación</b>	Tiempo de inicio de la ruptura	minutos	tinicialruptura
	Tiempo de la disipación	minutos	tfinalruptura
	Duración del proceso de ruptura	minutos	deltaruptura
	Turbidez	-	turb
	Índice de cielo claro (k) al inicio de la ruptura	-	kruptura
	Tiempo de inicio (amanecer)	minutos	tinicio
	Irradianza global promedio durante la ruptura	$\frac{W}{m^2}$	rglbprom
	Irradianza global máxima durante la ruptura	$\frac{W}{m^2}$	rglbmax
	Irradianza global mínima durante la ruptura	$\frac{W}{m^2}$	rglbmin
	Desviación estandar de la irradianza global durante la ruptura	$\frac{W}{m^2}$	stdrglb
	Promedio del Índice de cielo claro (k) durante la ruptura	-	promkrup

### 3.2.1.2. Amanecer

Para determinar el tiempo de amanecer, que permite normalizar los datos de San Diego y Antofagasta, puesto que existe una discordancia entre los procesos físicos y las horas de ocurrencia con variabilidad anual y local, se considera como el tiempo anterior al registro de un GHI superior a  $5 \frac{W}{m^2}$ , que posibilita la comparación entre eventos.

### 3.2.1.3. Determinación de puntos de cielo despejado.

La irradianza de cielo despejado es la que se produce durante la ausencia de nubes visibles en toda la cúpula del cielo y se usa para establecer si la radiación global horizontal medida durante una serie de tiempo es similar a la de cielo despejado. El método, desarrollado por M. J. Reno y C. W. Hansen [17], utiliza series de tiempo de mediciones de irradianza global horizontal (GHI) comparando sus características con modelos de cielo despejado, que estiman la irradianza de cielo despejado medida en la superficie de la Tierra dada una locación y periodo de tiempo, sin requerir mediciones adicionales.

Considerando que la curva de GHI de cielo despejado es naturalmente suave, se calculan cinco magnitudes que caracterizan esta suavidad, forma y magnitud, comparándolas con las magnitudes derivadas de un modelo de cielo despejado durante el mismo periodo de tiempo para establecer los puntos similares al cielo despejado.

### 3.2.1.4. Proceso de disipación

El proceso de disipación de nubes estratocúmulos implica una reducción gradual en la cobertura de la capa nubosa, manifestada por un adelgazamiento progresivo, fragmentación y desvanecimiento de sus contornos, lo que resulta en una mayor transparencia atmosférica hasta que finalmente se logra un cielo despejado.

Considerando las mediciones de Irradianza Global Horizontal (GHI) se puede observar el proceso de ruptura y disipación mediante el efecto de las capas de nubes como un filtro a

la radiación percibida en superficie. Para cuantificar y estandarizar el proceso se definió el índice de cielo claro ( $k$ ) como la razón entre GHI y el  $GHI_d$  (Fig. 3.4.a), calculado mediante el método descrito por Reno con ayuda de PVlib<sup>3</sup>, conjunto de funciones de código abierto.

Como se puede apreciar (Fig. 3.3), el índice de cielo despejado representa el porcentaje de irradianza proveniente del cielo despejado que es detectada en la superficie. Durante el amanecer, se observa un incremento irregular en el índice hasta alcanzar el valor de 1, momento en el cual se equipara con la irradianza proveniente del cielo despejado. En algunos casos el primer peak puede ser mayor a uno y luego descender a valores menores a 1, razón por la cual se establece el límite de 1.2 como índice de inicio del proceso de fragmentación.

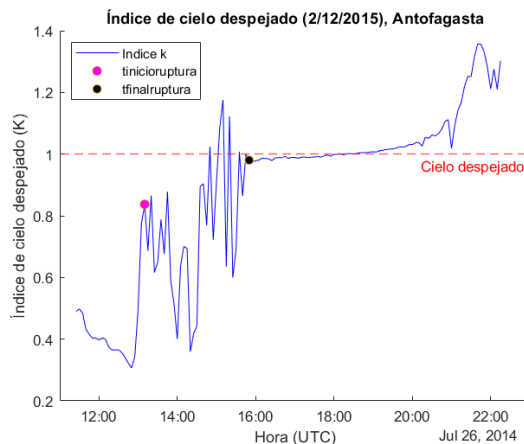
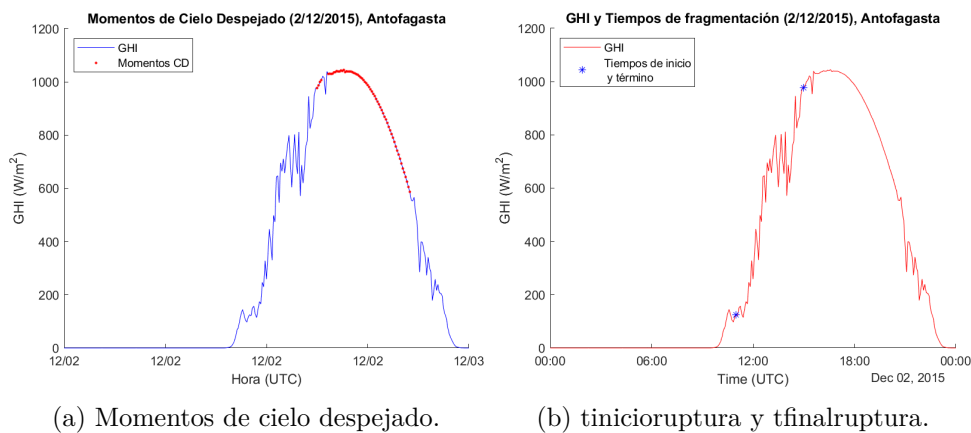


Figura 3.3: Índice de cielo despejado (2/12/2015), Antofagasta.

El momento de inicio de la fragmentación se define como el primer peak de irradianza global medida que tenga un índice  $k$  menor a 1.2 y que ocurra antes de la primera detección de cielo despejado. Por otro lado, el término del proceso de disipación se determina como el primer momento en el que se registra una media de cielo despejado durante al menos media hora consecutiva, y que ocurra después del momento de inicio de la fragmentación (Fig.3.4.b).



(a) Momentos de cielo despejado.

(b) tiniciorruptura y tfinalruptura.

Figura 3.4: Irradianza medida (2/12/2015) en Cerro Moreno, Antofagasta.

<sup>3</sup> PVlib. [https://pvpmc.sandia.gov/tools/pv\\_lib-toolbox/](https://pvpmc.sandia.gov/tools/pv_lib-toolbox/)

### 3.2.1.5. Análisis de sensibilidad

Para establecer la sensibilidad del índice de inicio de la fragmentación (tinicialruptura) al umbral de índice de cielo claro mínimo utilizado, se comparan los resultados obtenidos en San Diego variando los límites inferiores de  $k$  entre 0.6 y 1.6. Junto con esto, se estudia la sensibilidad del índice  $t_{finalruptura}$  con respecto a la variación de la cantidad de tiempo de cielo despejado posterior al fin del proceso, que debe ser detectado entre 10 y 35 minutos, con el fin de establecer si existen diferencias en la cantidad de casos de estudio detectados. Los detalles de este análisis se pueden encontrar en el capítulo 4.

### 3.2.1.6. Factor de turbidez de Linke

La transmitancia de la radiación solar a través de la atmósfera es afectada por las condiciones atmosféricas variables en tiempo y espacio. El factor de turbidez de Linke (1922),  $T_L$ , cuantifica los efectos de la composición gaseosa, espesor óptico ( $\sigma_{cda}$ ), el vapor de agua y los aerosoles, indicando el número de atmósferas ideales corregidas por altitud ( $AM$ ), limpias y secas, que producen la misma extinción de la irradianza en la superficie que la atmósfera, variando normalmente entre 1 y 10.

$$GHI = GHI_d \cdot e^{\sigma_{cda} \cdot T_L \cdot AM} \quad (3.1)$$

Debido a que no requiere datos de agua precipitable es una variable clave para modelos que evalúan la irradianza en cielos despejados determinando la disponibilidad de la radiación solar, comúnmente utilizado por la climatología, la agrometeorología, la contaminación atmosférica y energías renovables [18]. En este caso será utilizado para ajustar la curva de cielo despejado teórico al medido.

### 3.2.1.7. Cálculo del coeficiente de turbidez de Linke

La turbidez de Linke es calculada mediante un proceso iterativo, que compara un modelo de cielo despejado ajustado por turbidez con los puntos de cielo despejado obtenidos mediante el método de M. J. Reno antes descrito (Fig.3.5.a). Luego, entre los valores absolutos del error, entendido como la diferencia con la medición, se elige el coeficiente de turbidez con menor error, permitiendo obtener una curva teórica de cielo despejado utilizando un modelo de Ineichen y Pérez [21](Fig.3.5.b).

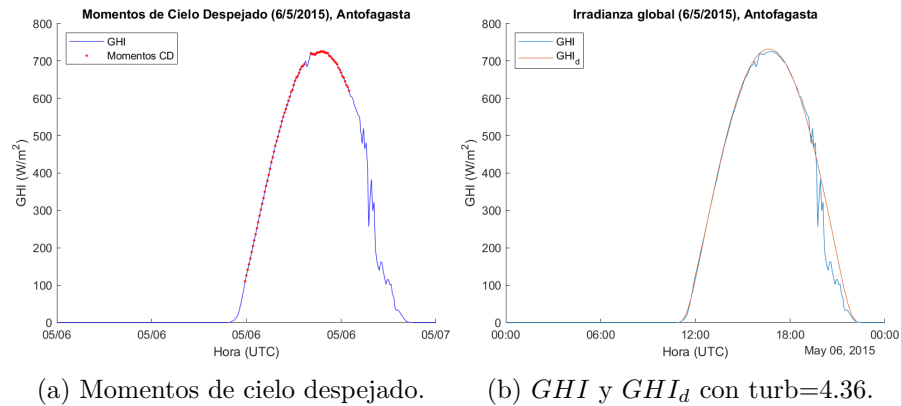


Figura 3.5: Irradianza medida (6/5/2015) en Cerro Moreno, Antofagasta.

### 3.2.2. Caracterización de magnitudes relevantes para la brisa marina.

Para caracterizar las magnitudes relevantes del viento, se necesitó primeramente conocer las características de la dirección y magnitud del viento durante el ciclo anual y diario, con el fin de generar índices (Tabla 3.3) que describan su comportamiento.

El ciclo anual de la dirección del viento (Fig.3.6) en Antofagasta presenta un componente meridional marcado, es decir, una clara dirección Norte-Sur, mientras San Diego tiene una componente zonal presente a lo largo del año disminuida durante los primeros tres meses del año, correspondientes a invierno.

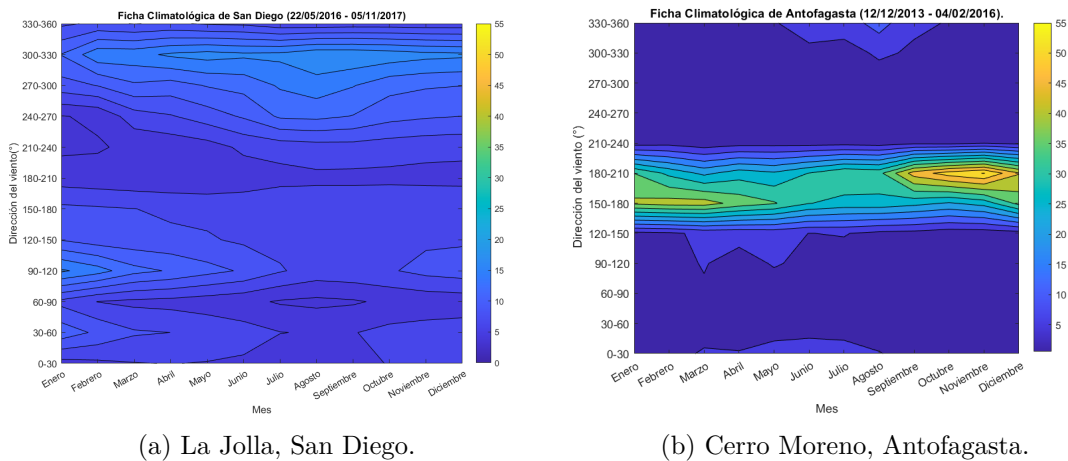


Figura 3.6: Ciclo anual de la dirección del viento ( $^{\circ}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).

Por su parte el ciclo anual de la magnitud del viento (Fig. 3.7.a) en San Diego posee un comportamiento constante, cuyas magnitudes no tienden a superar los  $6 \frac{m}{s}$ . Por su parte Antofagasta presenta magnitudes hasta los  $9 \frac{m}{s}$

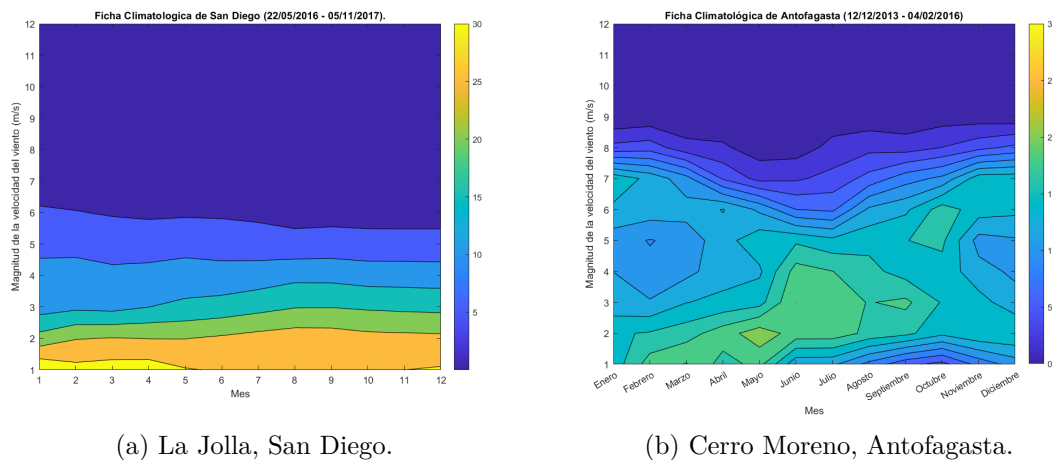
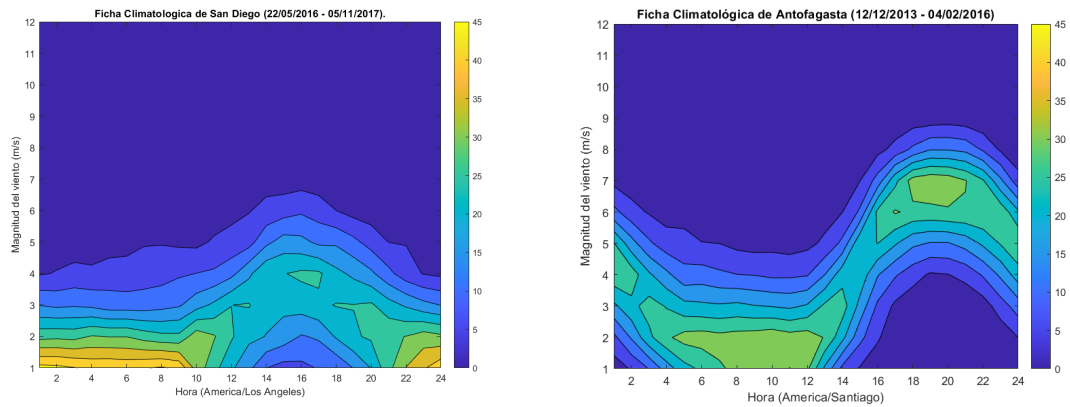


Figura 3.7: Ciclo anual de la magnitud del viento ( $\frac{m}{s}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).

Antofagasta presenta un ciclo diario de magnitud definido, con un aumento durante el ciclo diurno desde el amanecer, aproximadamente a las 6:00 hasta las 20:00 (Fig.3.8.b), ciclo nocturno posterior a la puesta de sol, que presenta una disminución paulatina de la magnitud del viento. San Diego, presenta la existencia de un ciclo diario, pero con magnitudes menores.

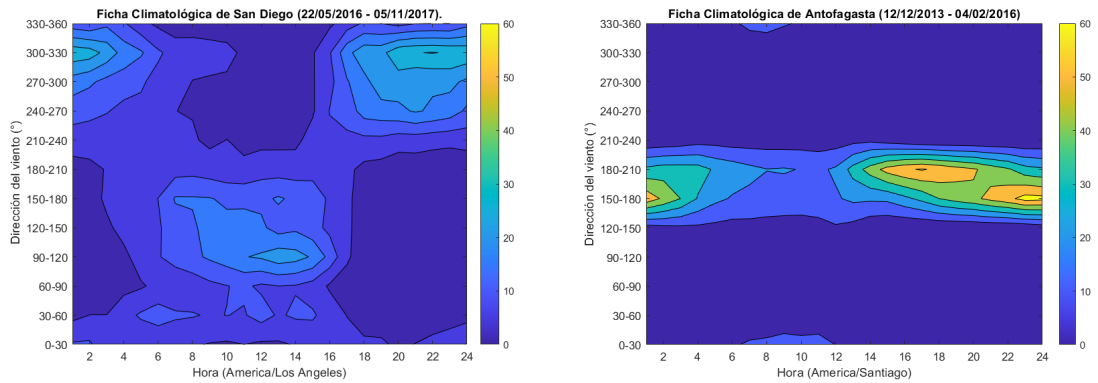


(a) La Jolla, San Diego.

(b) Cerro Moreno, Antofagasta.

Figura 3.8: Ciclo diario de la magnitud del viento ( $\frac{m}{s}$ ). Porcentaje de frecuencia (%).

El ciclo diario de la dirección en Antofagasta tiene, tal como en el ciclo anual, una fuerte componente Norte-Sur durante todo el ciclo diurno (Fig.3.9.b), a diferencia de San Diego (Fig.3.9.a) que varía durante el día, pues durante la noche presenta un componente zonal marcado que desaparece durante el día y es remplazado por un viento dominado por la componente noroeste.



(a) La Jolla, San Diego.

(b) Cerro Moreno, Antofagasta.

Figura 3.9: Ciclo diario de la dirección del viento .Porcentaje de frecuencia (%).



### 3.2.2.1. Índices de brisa marina.

Para calcular los índices de brisa marina se utilizaron datos de dirección ( $dir$ ) en grados sexagesimales ( $^{\circ}$ ) y de velocidad del viento ( $v_o$ ) en ( $\frac{m}{s}$ ). Permitiendo obtener la siguiente descomposición:

- Velocidad en dirección Este-Oeste ( $u$ ):

$$u = -v_o \cdot \sin(dir) \quad (3.2)$$

- Velocidad en dirección Norte-Sur ( $v$ ):

$$v = -v_o \cdot \cos(dir) \quad (3.3)$$

- Magnitud de la velocidad ( $V$ ):

$$V = \sqrt{|u|^2 + |v|^2} \quad (3.4)$$

Se establece una metodología general que utiliza la magnitud de la velocidad del viento teniendo en cuenta el aumento de esta, observado en ambas localidades, durante el ciclo diurno. Se considera el inicio del viento como el aumento de la magnitud posterior al amanecer durante veinte minutos.

La caracterización del viento se realiza mediante trece índices (Tabla 3.3) incluyendo promedios diarios y durante la fragmentación.

Tabla 3.3: Índices de brisa marina

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
<b>Brisa marina</b>	Promedio diario del componente del viento u (zonal)	m/s	promvelv
	Promedio diario del componente del viento v (meridional)	m/s	promvelu
	Promedio diario de la magnitud del viento	m/s	prommag
	Máximo diario de la magnitud del viento	m/s	maxmagnitudviento
	Mínimo diario de la magnitud del viento	m/s	minmagnitudviento
	Tiempo de inicio de la brisa marina	minutos	inicioviento
	Magnitud de la velocidad en el inicio de la brisa marina	m/s	maginicioviento
	Magnitud de la velocidad en el amanecer	m/s	Vamanecer
	Promedio de la magnitud del viento durante la ruptura	m/s	prommagruptura
	Máximo de la magnitud del viento durante la ruptura	m/s	maxmagruptura
	Mínimo de la magnitud del viento durante la ruptura	m/s	minmagruptura
	Magnitud al inicio de la ruptura	m/s	maginicioruptura
	Magnitud al final de la ruptura	m/s	magfrup

### 3.2.2.2. Análisis de sensibilidad del tiempo inicial del viento

Con el fin de entender la importancia de la variación del periodo de tiempo de aumento de la magnitud del viento se evalúa los tiempos de inicio del viento en periodos de 10, 15, 20, 25, 30 y 35 minutos obtenidos en San Diego. Los resultados y discusión son expuestos posteriormente en el capítulo 4.

### 3.2.3. Índices atmosféricos

#### 3.2.3.1. Datos superficiales

Para caracterizar el comportamiento de las variables meteorológicas durante el proceso de fragmentación de la nube, dependiendo de la disponibilidad de información de datos superficiales se definieron veinte índices en Antofagasta (Tabla 3.4) y ocho índices en San Diego (Tabla 3.5).

Tabla 3.4: Índices atmosféricos de Antofagasta.

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
Atmósfera Antofagasta	Temperatura promedio durante la ruptura	°C	tempromrup
	Temperatura mínima durante la ruptura	°C	tempminrup
	Temperatura máxima durante la ruptura	°C	tempmaxrup
	Desviación estandar de la temperatura durante la ruptura	-	stdtemp
	Humedad Relativa promedio durante la ruptura	%	hrelpromrup
	Humedad Relativa máxima durante la ruptura	%	hrelmaxrup
	Humedad Relativa mínima durante la ruptura	%	hrelminrup
	Desviación estandar de la humedad relativa durante la ruptura	-	stdhrel
	Presión atmosférica promedio durante la ruptura	hPa	prespromrup
	Presión atmosférica máxima durante la ruptura	hPa	presmaxrup
	Presión atmosférica mínima durante la ruptura	hPa	presminrup
	Desviación estandar de la presión atmosférica durante la ruptura	-	stdpres
	Temperatura Potencial promedio durante la ruptura	K	tpotpromrup
	Temperatura Potencial máxima durante la ruptura	K	tpotmaxrup
	Temperatura Potencial mínima durante la ruptura	K	tpotminrup
	Desviación estandar de la temperatura potencial durante la ruptura	-	stdtpot
	Temperatura de punto de rocío promedio durante la ruptura	°C	tdewpromrup
	Temperatura de punto de rocío mínima durante la ruptura	°C	tdewminrup
	Temperatura de punto de rocío máxima durante la ruptura	°C	tdewmaxrup
	Desviación estandar de la temperatura de punto de rocío durante la ruptura	-	stdtdew

Tabla 3.5: Índices atmosféricos de San Diego.

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
Atmósfera	Temperatura promedio durante la ruptura	°C	tempromrup
	Temperatura mínima durante la ruptura	°C	tempminrup
	Temperatura máxima durante la ruptura	°C	tempmaxrup
	Desviación estándar de la temperatura durante la ruptura	-	stdtemp
	Humedad Relativa promedio durante la ruptura	%	hrelpromrup
	Humedad Relativa máxima durante la ruptura	%	hrelmaxrup
	Humedad Relativa mínima durante la ruptura	%	hrelminrup
	Desviación estándar de la humedad relativa durante la ruptura	-	stdhrel

#### 3.2.3.2. Nefobasímetro

El nefobasímetro es un instrumento utilizado para identificar la altura de la base nubosa. Funciona mediante el uso de un láser para determinar la altura de un foco de luz proyectado hacia la base de la nube. Indicando la altura de la capa de nubes (Fig.3.10), permitiendo observar el ciclo diario de la formación de nubes estratocúmulos. Durante la noche se forma una capa nubosa que se disipa durante el ciclo diurno.

Con el propósito de establecer tanto el espesor como la altura de la capa de nubes se definen cinco variables (Tabla 3.6). Estas se calculan considerando tinicioruptura, con un margen de error de 5 minutos, como el promedio detectado durante la hora anterior.

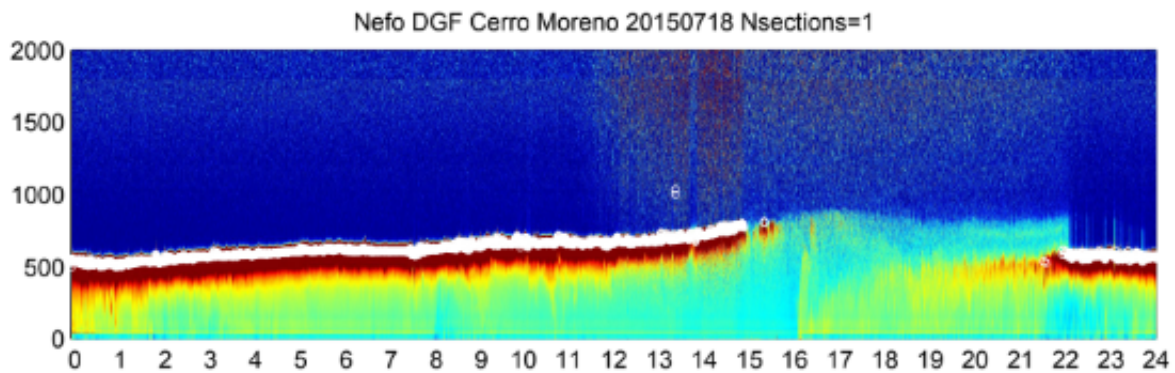


Figura 3.10: Datos nefobasímetro (18/07/2018) Cerro Moreno, Antofagasta.

Tabla 3.6: Índices nefobasímetro, Antofagasta.

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
<b>Atmósfera</b>	Promedio de la altura de las nubes bajas*	m	promedionb
	Mediana de la altura de las nubes bajas*	m	mediananb
	Desviación estándar del promedio de las nubes bajas	-	desvnb
	Altura máxima de la base de la nube	m	maxnb
	Altura mínima de la base de la nube	m	minnb

\* Las nubes bajas corresponden a nubes con alturas menores a 2500 metros.

### 3.2.3.3. Radiosondas

La radiosonda es un dispositivo utilizado para recabar datos atmosféricos, sujeta a un globo meteorológico recopila información a medida que asciende. En ambas localidades se realiza dos lanzamientos de radiosonda a las 00:00 (UTC) y a las 12:00 (UTC). Utilizando estos datos se definen quince índices (Tabla 3.7). Los datos utilizados fueron previamente procesados, desde los cuales se seleccionan las variables a estudiar.

Tabla 3.7: Índices de radiosonda

Origen del índice	Nombre del índice	Unidad	Código
Atmósfera	Número de nubes	#	n_clouds
	Altura del Lifting Condensation Level (LCL)	m	LCL_srf
	Altura de la base de la nube	m	z_cloudbase
	Altura de la base de la capa de inversión	m	z_inv_base
	Altura de la parte superior de la capa de inversión	m	z_inv_top
	Humedad específica de la capa límite	g/kg	qT_BL
	Delta de cambio brusco de la Humedad específica entre capas	g/kg	qT_jump
	Humedad específica a tres kilómetros de la superficie terrestre	g/kg	qT_3km
	Temperatura potencial de la capa límite	K	thetaL_BL
	Delta de cambio brusco de la temperatura potencial entre capas	K	thetaL_jump
	Temperatura potencial a tres kilómetros de la superficie terrestre	K	thetaL_3km
	Promedio de la dirección del viento en la capa límite	°	BLwnd_dir_avg
	Promedio de la velocidad del viento en la capa límite	m/s	BLwnd_spd_avg
	Variación en la humedad específica entre capas desacopladas	g/kg	dq_decoupling
Diferencia en la temperatura virtual entre capas desacopladas.	K	dtheta_decoupling	

### 3.3. Casos de estudio

#### 3.3.1. Selección

Para la selección de casos de estudio, se tiene en cuenta un deltaruptura superior a cinco minutos, lo que garantiza la existencia de un tiempo de inicio y final del proceso de fragmentación.

#### 3.3.2. Estudio de correlaciones

El estudio de correlación de índices se realizó considerando la Correlación de Spearman<sup>4</sup> mayor a 0.5 y menor a -0.5, descartando como no concluyente los índices que posean significado estadístico, valores “p”, menores a 0.05 lo que significa que existe menos del 5 % de probabilidad de obtener la misma correlación si no hubiera una verdadera relación entre los conjuntos de datos, demostrando que la correlación no corresponde al azar.

#### 3.3.3. Análisis de casos

Con el fin de establecer si los índices creados permiten generar una descripción del proceso de adelgazamiento, fragmentación y disipación de nubes, y verificar la concordancia con los procesos físicos, se estudia el 12 de julio de 2016, en San Diego, y el 26 de Julio del 2014, en Antofagasta. Ambos corresponden a días seleccionados por la claridad de procesos, es decir, es posible determinar por inspección los proceso de adelgazamiento, fragmentación y disipación de nubes, posibilitando la verificación de los índices.

<sup>4</sup> Correlación de Spearman. <https://la.mathworks.com/help/stats/corr.html>

# Capítulo 4

## Resultados y Discusión

### 4.1. Casos de estudio

Los casos de estudio representan el 59.1%, correspondientes a 149 días de los 252 días estudiados en Antofagasta, y 67.7%, 523 de los 773 días, en San Diego y Antofagasta respectivamente (Fig. 4.1).

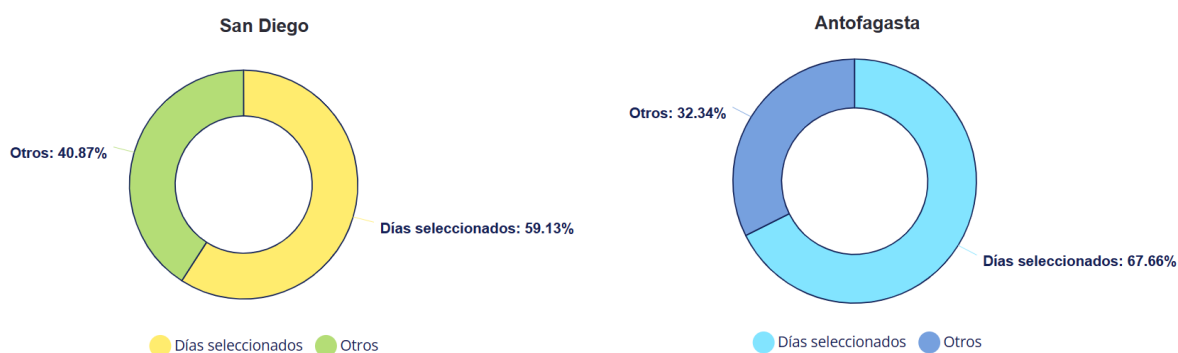
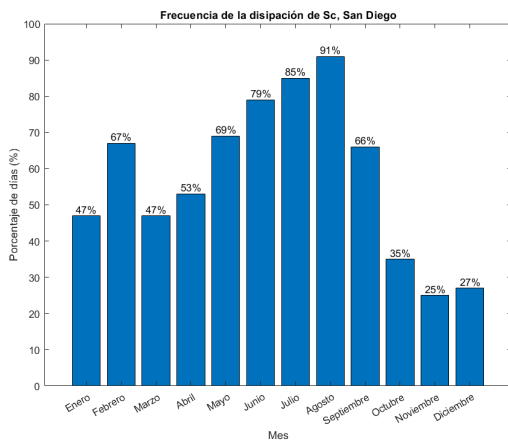


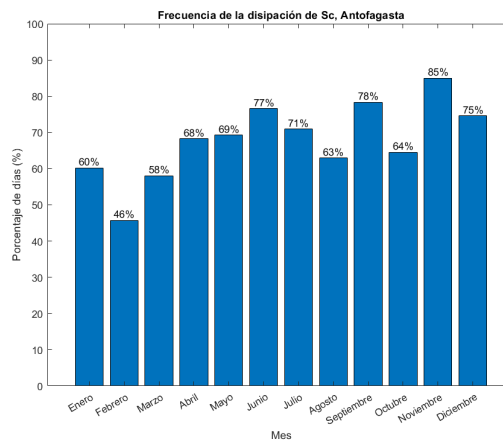
Figura 4.1: Cantidad de casos de estudio seleccionados.

En San Diego (Fig.4.2.a) se observa una menor frecuencia durante octubre, noviembre y diciembre, correspondiente a otoño. Además, acorde a lo esperado, durante el verano alcanza la mayor frecuencia en los meses de junio, julio, agosto y septiembre.

Por su parte, en Antofagasta (Fig. 4.2.b) se puede apreciar una frecuencia de nubosidad aproximadamente constante alcanzando la menor frecuencia durante febrero, durante el verano, y su peak en noviembre, en primavera como indica la bibliografía.



(a) La Jolla, San Diego.



(b) Cerro Moreno, Antofagasta.

Figura 4.2: Histogramas de distribución mensual de los días seleccionados como caso.

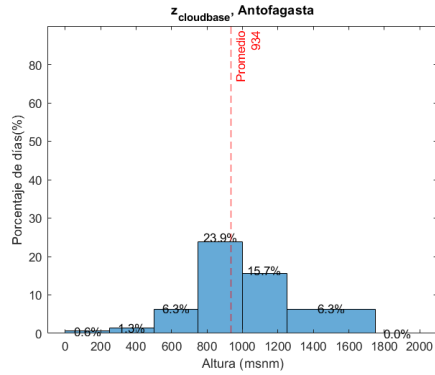
## 4.2. Interpretación de promkrup

El promedio del índice de cielo claro durante la ruptura puede interpretarse como el porcentaje de la irradianza disponible en la superficie durante el proceso en comparación con la irradianza de cielo despejado. En San Diego, este promedio de índice de cielo despejado es de 0.72, mientras que en Antofagasta es de 0.74. Esto indica que durante la ruptura, el 72 % y 74 % respectivamente de la irradianza de cielo despejado está disponible en la superficie en estas ubicaciones.

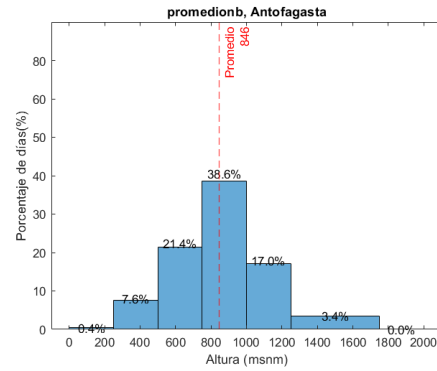
## 4.3. Altura de la nube

Para determinar la altura de la base de la nube se cuenta con el índice promedionb, dato tomado por el nefobasímetro, que muestra el promedio de los datos tomados cada cinco minutos, y  $z\_cloudbase$ , obtenido mediante el procesamiento de los datos de la radiosonda, que calcula la altura del inicio de la nube como la altura que alcanza un porcentaje de Humedad Relativa de 95 %. Se observa (Fig. 4.3.b) que el nefobasímetro muestra una altura promedio de la base de nube de 846 msnm, mientras la radiosonda tiene un promedio mayor de 934 msnm (Fig. 4.3.a), superando la altura anticipada, pues los estudios anteriores indican que la altura de la base de las nubes estratocúmulos en Antofagasta exhibe un ciclo diario caracterizado por valores mínimos durante la madrugada y la mañana, situándose entre 600 y 700 msnm, y alcanza sus valores máximos durante la tarde, llegando hasta los 800 msnm [5]. Esta diferencia puede tener origen en la falta de puntos de medición que posee la radiosonda en ese rango de altura para determinar la base de la nube, ya que obliga a hacer una interpolación de los datos con el riesgo de no reflejar el comportamiento de la atmósfera.

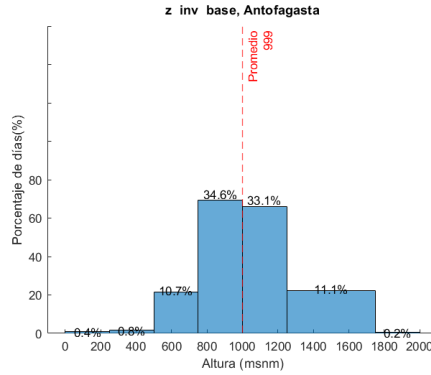
La detección de la base de la capa de inversión se realizó con 115 días, el 22 % de los casos estudiados, donde  $z\_inv\_base$  muestran una altura promedio de 999 msnm, concordante con el rango esperados de una altura entre 700 y 1200 msnm.



(a) Base de la nube, Radiosonda.



(b) Base de la nube, Nefobasímetro.



(c) Altura de la base de la capa de inversión térmica.

Figura 4.3: Alturas relevantes obtenidas mediante el nefobasímetro y la radiosonda en Antofagasta, Chile.

## 4.4. Espesor de la nube

Los datos de altura de la base de la nube, obtenida mediante el nefobasímetro, que poseen datos de altura de base de la capa de inversión (Fig.4.4) corresponden a 440 eventos, aproximadamente el 84 % de los casos seleccionados, muestran una capa de espesor promedio de 144 metros.

Inicialmente, se esperaba que la relación entre el espesor y el delta de ruptura fuera directamente proporcional, es decir, a menor espesor correspondería un evento de menor duración. Sin embargo, este patrón no es claramente detectado por los índices analizados (Fig.4.4) .

Además, se observa que los procesos de fragmentación más prolongados, es decir, aquellos con mayores valores de deltaruptura, tienden a estar asociados con una magnitud promedio del viento mayor. A pesar de eso, esta relación no proporciona evidencia suficiente para sugerir una conexión directa entre estas variables.

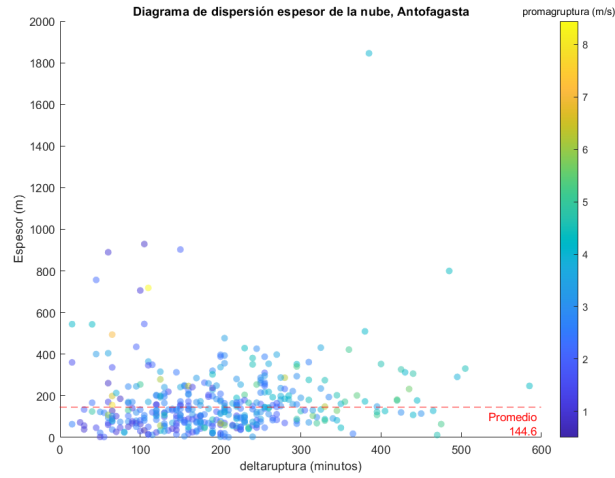


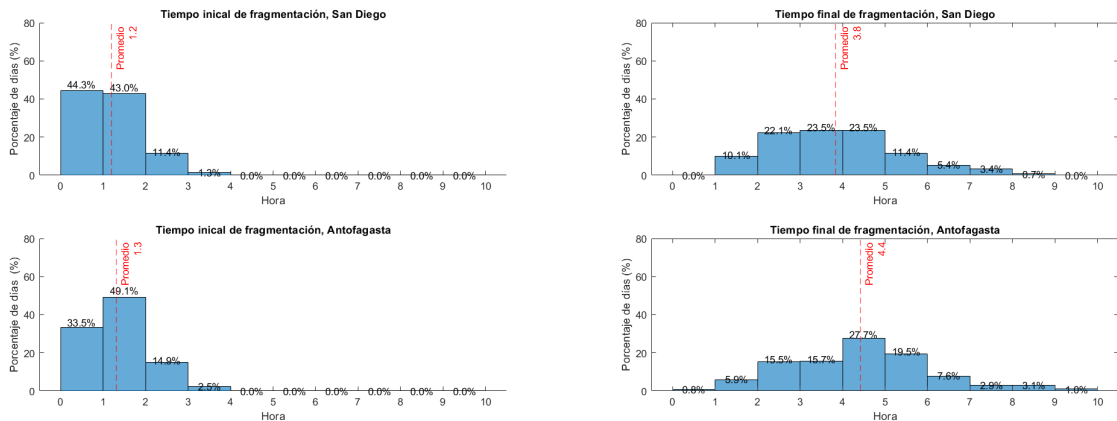
Figura 4.4: Espesor detectado por el nefobasímetro en Antofagasta, Chile.

## 4.5. Tiempos de fragmentación

Observando el comportamiento de los tiempos de inicio del proceso de fragmentación se aprecia que la diferencia entre el promedio del inicio del amanecer entre Antofagasta y San Diego es de seis minutos (Fig.4.5.a), 78 y 72 minutos respectivamente. Teniendo en cuenta que los datos son procesados cada cinco minutos la discrepancia no es significativa, por ende son virtualmente iguales.

El tiempo de inicio de la fragmentación, al encontrarse ajustado por el amanecer también indica el tiempo de adelgazamiento de la nube antes de la fragmentación.

Por su parte, el tiempo final de la ruptura en Antofagasta (Fig.4.5.b) es posterior considerando como referencia el amanecer al detectado en San Diego, patente en la distribución y en el promedio.



(a) Tiempo inicial de ruptura.

(b) Tiempo final de proceso de ruptura.

Figura 4.5: Histogramas del tiempo inicial y final inicial de la ruptura ajustado por el amanecer.



El tiempo de duración del proceso de fragmentación de Antofagasta (Fig.4.6.b) presenta una duración promedio mayor, de 186 minutos, a la observada en San Diego (Fig. 4.6.a), 158 minutos, concordante con un inicio en un tiempo promedio similar y un final de ruptura tardío en Antofagasta.

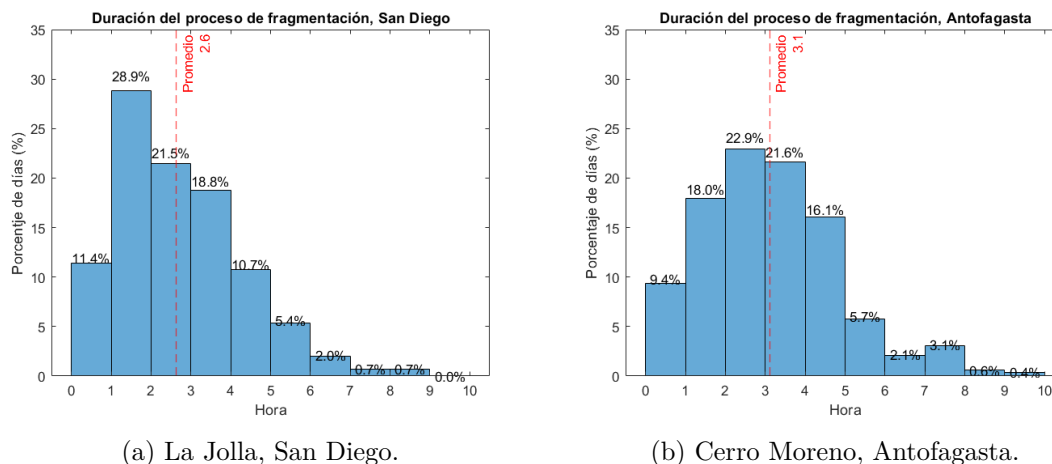


Figura 4.6: Histogramas de la duración del proceso de ruptura en los casos de estudio.

Examinando la relación entre el tiempo final de ruptura,  $t_{finalruptura}$ , y el tiempo de duración del proceso,  $deltaruptura$ , se puede observar una relación lineal (Fig. 4.7), directamente proporcional en ambas locaciones. En Antofagasta, los eventos que registran una magnitud del viento durante la ruptura menor que el promedio exhiben un menor  $deltaruptura$ . Esta situación resulta menos evidente en San Diego, lo que puede estar influenciado por la cantidad de datos disponibles para la locación.

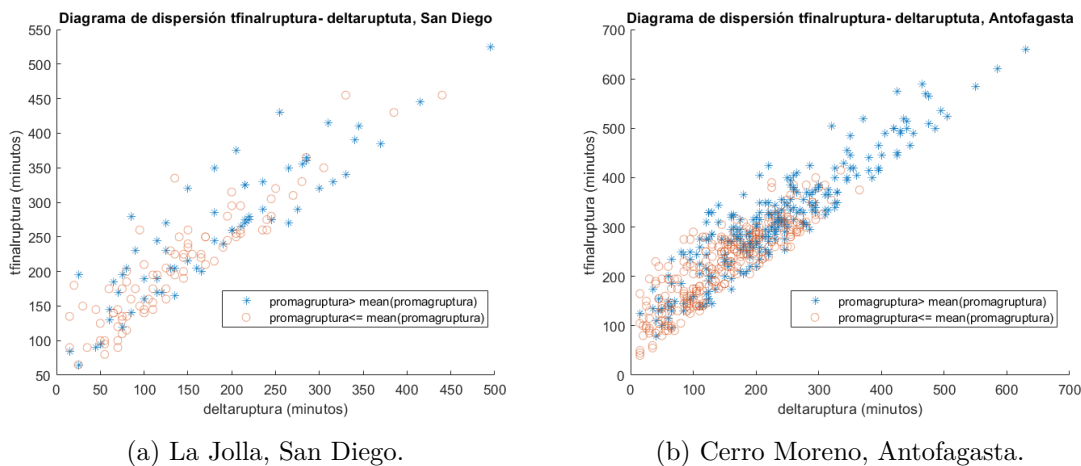


Figura 4.7: Diagramas de dispersión entre  $t_{finalruptura}$  y  $deltaruptura$ .

## 4.6. Brisa marina

Examinando la brisa marina de San Diego, se distingue en promedio un inicio de la brisa posterior a Antofagasta, con respecto al amanecer (Fig.4.8), de 52 y 33 minutos respectivamente.

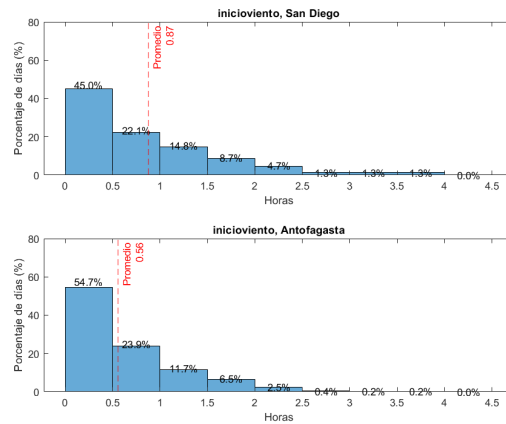


Figura 4.8: Histogramas del inicio del viento en La Jolla, San Diego y Cerro Moreno, Antofagasta.

Es posible reconocer que el inicio de la brisa es anterior a la ruptura en ambas locaciones para una cantidad significativa de eventos, 69 % en San Diego y 84 % en Antofagasta (Fig.4.9). El caso contrario ocurre con menor frecuencia, 29 % en San Diego y 15 % en Antofagasta, y solo en pocas ocasiones el inicioviento y tiniciofragmentacion son fenómenos simultáneos, 4 % en San Diego y 3 % en Antofagasta.



Figura 4.9: Distribución de la duración del inicioviento con respecto al tiniciofragmentación.

La magnitud registrada al inicio del viento en San Diego es en promedio 1.35 m/s, mayor al registrado en Antofagasta de 1.1 m/s (Fig. 4.10.a). Esta tendencia, se mantiene durante el proceso de ruptura donde San Diego promedia 2.85 m/s y Antofagasta 2.01 m/s (Fig. 4.10.b).

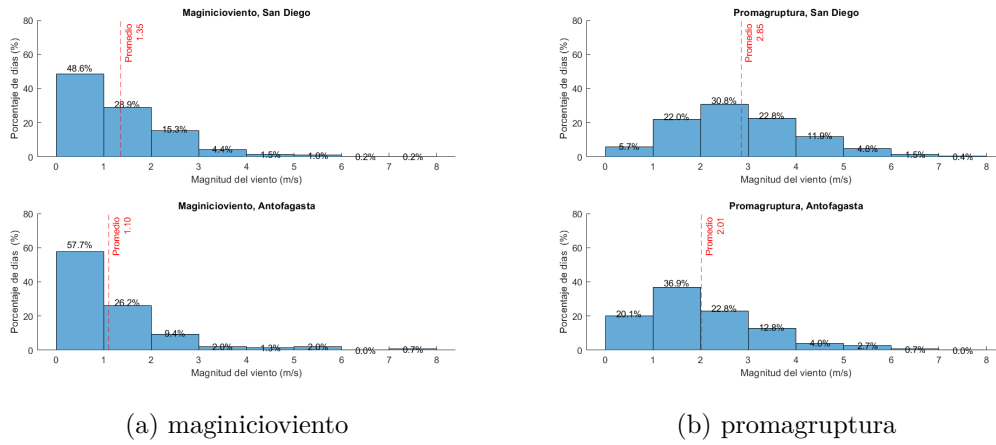


Figura 4.10: Histogramas de la magnitud del viento.

Se puede observar que, para el inicio de la ruptura de la nube, en San Diego (Fig. 4.11.a), la variación entre los casos con una velocidad del viento superior y aquellos con una igual o inferior al promedio es mínima, siendo de 77 y 69 minutos respectivamente. De manera similar, en el caso de Antofagasta (Fig. 4.11.b), se nota una diferencia mínima, con 77 y 78 minutos respectivamente. Estos resultados sugieren que no hay una influencia significativa del viento en el momento de inicio de la ruptura.

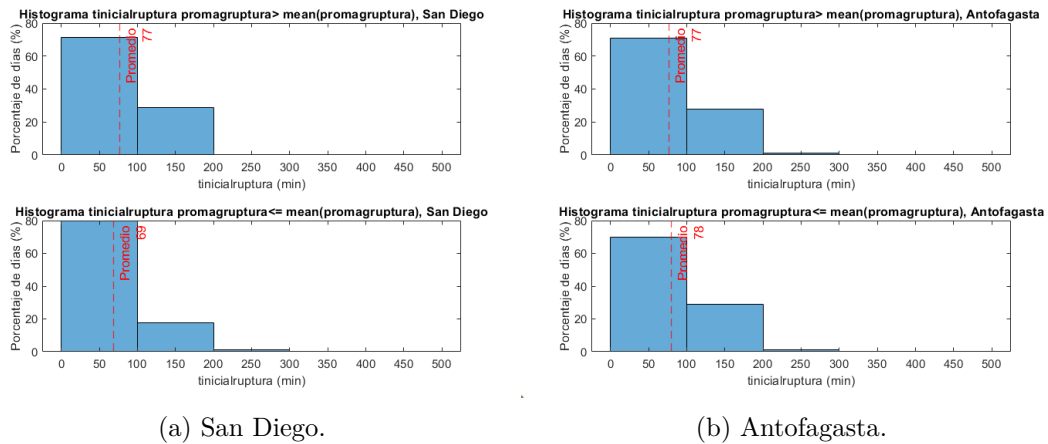


Figura 4.11: Histogramas del tiempo inicial del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta.

Para el tiempo de disipación, tanto en San Diego (Fig. 4.12.a) como en Antofagasta (Fig. 4.12.b), se puede notar una diferencia entre los casos con una magnitud del viento superior y aquellos con una igual o inferior. Detectando que la disipación ocurre después para los eventos con una magnitud del viento mayor.

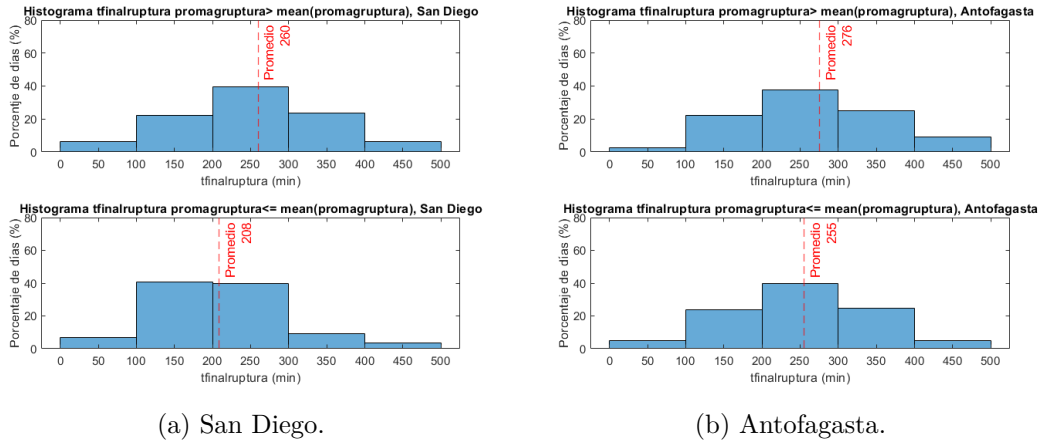


Figura 4.12: Histogramas del tiempo de finalización del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta.

Junto con esto, se observó que los promedios de deltaruptura, para eventos con una magnitud del viento menor o igual al promedio, eran menores, 140 minutos y 148 minutos, que en los casos con magnitud del viento mayor al promedio, 183 minutos y 230 minutos, en San Diego (Fig. 4.13.a) y Antofagasta (Fig. 4.13.b) respectivamente. En otras palabras, los eventos que cuentan magnitudes de viento menores registran eventos de menor duración.

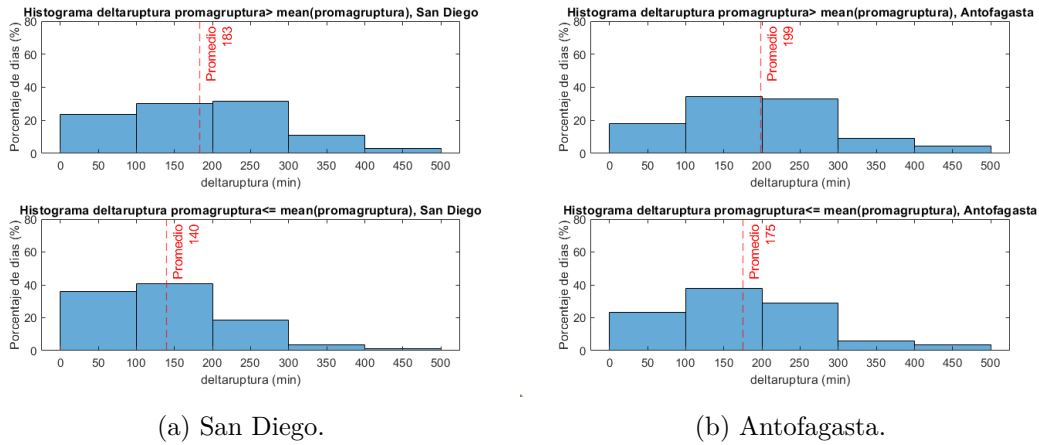


Figura 4.13: Histogramas de la duración del evento respecto a la magnitud del viento Antofagasta.

## 4.7. Correlaciones

Se generaron en total 2016 correlaciones, entre los 64 índices de Antofagasta, y 1081 ,entre los 47 índices de San Diego. Para el estudio de las correlaciones entre los índices se considera un total de 195 y 82 correlaciones para Antofagasta y San Diego, que corresponden a el 24 % y 7 % de las correlaciones calculadas respectivamente (Fig.4.14).

Esta cantidad esta fuertemente influenciada por los parámetros utilizados para descartar las correlaciones estudiadas, es decir, si se estudian menores a 0.5 y mayores a -0.5 y se au-

menta el valor “p”, probablemente aumentarán las correlaciones seleccionadas para estudio, lo que puede repercutir en los resultados.

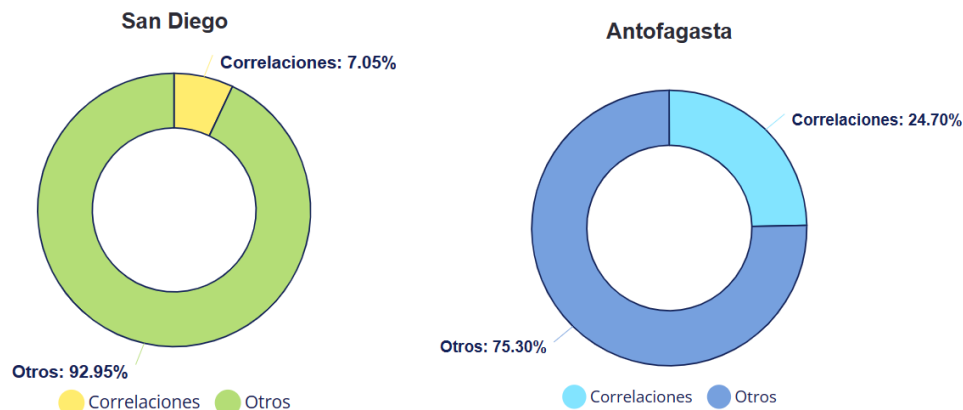


Figura 4.14: Cantidad de correlaciones detectadas.

El análisis de correlaciones entre los datos de radiación y la caracterización de la brisa marina (Tabla 4.1), revela la existencia de un vínculo entre el tiempo de inicio de la ruptura y el viento en Antofagasta, el cual no se evidencia en San Diego.

Los tiempos de inicio ( $t_{inicialruptura}$ ) y finalización ( $t_{finalruptura}$ ) de la fragmentación, junto con los índices de radiación, presentan relaciones lógicas, dado que se utilizan para describir el fenómeno. Por ejemplo, es esperable que un tiempo mayor de  $t_{finalruptura}$  se correlacione con una mayor desviación estándar de la radiación.

Resulta inesperada la correlación entre la turbidez de Linke ( $turb$ ) y la temperatura en San Diego, ya que, aunque la turbidez atmosférica puede influir en la temperatura mediante un aumento en el efecto invernadero, este efecto no es directo ni lineal.

Por último, se observa una correlación existente en ambas ubicaciones entre el amanecer ( $tinicio$ ) y el inicio de la brisa ( $inicioviento$ ). Esto se explica por el cambio de temperatura durante el ciclo diurno en el continente, que aumenta su temperatura a mayor velocidad que el océano, generando una circulación de aire hacia el continente.

Tabla 4.1: Listado resumen de correlaciones significativas de los índices de radiación en Antofagasta y San Diego.

Índices	Correlaciones Antofagasta	Correlaciones San Diego
tinicialruptura	tinicio rglbmin inicioviento	tinicio rglbmin
tfinalruptura	deltaruptura rglbprom rglbmax stdrglb stdpres maxmagruptura magfirup	deltaruptura rglbprom rglbmax stdrglb stdtemp stdhrel dtheta_decoupling
deltaruptura	rglbmax stdrglb stdpres maxmagruptura magfirup	rglbmax stdrglb stdtemp stdhrel dtheta_decoupling
turb		tempromrup tempminrup tempmaxrup
kruptura	promkrup	stdrglb promkrup
tinicio	rglbmax tempromrup tempminrup tempmaxrup tpotpromrup tpotmaxrup tpotminrup thetaL_BL promvelv prommag inicioviento	inicioviento
rglbprom	rglbmax rglbmin stdrglb	rglbmax dq_decoupling dtheta_decoupling
rglbmax	stdrglb promagruptura maxmagruptura magfirup	stdrglb stdhrel dtheta_decoupling
rglbmin		qT_jump
stdrglb	maxmagruptura magfirup	promkrup stdtemp stdhrel dtheta_decoupling

Al analizar detalladamente las correlaciones entre los índices de radiación y viento (Tabla 4.2) y considerando un índice p menor a 0.05 (Tabla 4.3), se destaca que el índice tinicialruptura muestra una correlación positiva con el índice inicioviento, con valores de 0.3 y 0.52 en San Diego y Antofagasta, respectivamente. También se observa una relación entre las estadísticas del viento, como su máximo, promedio y magnitud durante la disipación, y el índice tfinalruptura.

En cuanto al índice deltaruptura, destacan correlaciones positivas en ambas localidades con el máximo de la magnitud durante la ruptura y el máximo registrado en la disipación (o magfirup). Por otro lado, para el índice de turbidez (turb), no se observa una correlación significativa con el viento, mientras que kruptura muestra levemente una correlación de tendencia negativa.

En relación al amanecer, representado por tinicio, se observan correlaciones negativas en San Diego (-0.49) con el promedio de la velocidad registrada durante el día en el componente u (promvelu), y en Antofagasta (-0.52) con el promedio de la velocidad registrada durante el día en el componente v (promvelv). Esto sugiere la posibilidad de que exista una dirección característica del viento dependiente de la orientación de la costa, con una correlación negativa con el amanecer.

Además, se nota que las estadísticas de la radiación, especialmente el promedio, el máximo y la desviación estándar, muestran una correlación positiva con los índices de viento, a excepción del índice inicioviento, que presenta una correlación negativa.

Tabla 4.2: Correlaciones entre los índices de radiación y viento en San Diego y Antofagasta.

	tinicialruptura	tfinalruptura	deltaruptura	turb	kruptura	tinicio	rglbprom	rglbmax	rglbmin	stdrglb	promkrup
San Diego											
promvelv	-0.04	0.02	0.04	0.08	0.05	-0.14	0.14	0.08	0.11	0.06	0.02
promvelu	-0.15	0.20	0.28	0.29	-0.27	-0.49	0.39	0.46	0.06	0.42	-0.14
prommag	-0.11	0.20	0.24	0.03	-0.16	-0.15	0.24	0.31	-0.08	0.31	-0.12
maxmagnitudviento	-0.10	0.17	0.20	-0.12	-0.06	-0.02	0.10	0.18	-0.18	0.21	-0.03
minmagnitudviento	0.03	0.21	0.17	0.04	-0.13	-0.01	0.22	0.24	-0.03	0.25	-0.16
inicioviento	0.30	0.01	-0.14	-0.21	0.15	0.63	-0.25	-0.28	-0.11	-0.28	0.05
maginicioviento	0.08	0.17	0.14	0.01	-0.18	-0.03	0.16	0.19	-0.06	0.20	-0.13
Vamanecer	0.05	0.27	0.24	-0.01	-0.08	-0.10	0.32	0.33	0.06	0.29	-0.07
prommagruptura	0.02	0.33	0.30	0.02	-0.23	-0.12	0.35	0.41	-0.01	0.37	-0.16
maxmagruptura	-0.04	0.46	0.47	-0.10	-0.28	-0.06	0.33	0.50	-0.17	0.50	-0.26
minmagruptura	0.09	0.02	-0.05	0.10	-0.08	-0.09	0.24	0.11	0.14	0.05	0.04
maginioruptura	0.03	0.15	0.10	0.04	-0.06	-0.01	0.17	0.15	-0.02	0.15	-0.01
magfirup	0.04	0.40	0.38	0.04	-0.24	-0.14	0.40	0.49	0.01	0.45	-0.20
Antofagasta											
promvelv	-0.40	-0.13	0.10	-0.03	0.00	-0.52	0.11	0.28	-0.10	0.26	-0.10
promvelu	-0.08	0.19	0.24	0.02	-0.26	-0.23	0.23	0.34	0.06	0.31	-0.12
prommag	-0.39	-0.08	0.14	-0.05	-0.01	-0.51	0.16	0.31	-0.08	0.28	-0.07
maxmagnitudviento	-0.36	-0.17	0.03	-0.02	0.03	-0.44	0.08	0.18	-0.06	0.14	0.02
minmagnitudviento	-0.11	0.02	0.09	0.00	-0.09	-0.15	0.03	0.13	-0.06	0.14	-0.11
inicioviento	0.52	0.09	-0.18	-0.03	-0.08	0.69	-0.25	-0.39	0.00	-0.33	-0.05
maginicioviento	0.00	0.07	0.07	0.02	-0.19	-0.06	0.07	0.11	0.00	0.09	-0.11
Vamanecer	0.01	0.07	0.07	0.02	-0.16	-0.04	0.08	0.10	0.00	0.09	-0.09
prommagruptura	-0.07	0.46	0.49	-0.15	-0.22	-0.21	0.41	0.51	0.01	0.42	-0.16
maxmagruptura	-0.16	0.61	0.69	-0.14	-0.27	-0.23	0.47	0.66	-0.09	0.60	-0.22
minmagruptura	0.00	0.04	0.03	-0.03	-0.09	-0.17	0.15	0.15	0.11	0.06	-0.04
maginioruptura	0.06	0.10	0.08	-0.02	-0.17	-0.07	0.13	0.15	0.06	0.08	-0.09
magfirup	-0.18	0.52	0.61	-0.09	-0.21	-0.31	0.48	0.65	-0.04	0.58	-0.19

Con respecto al índice p de las correlaciones, se observa que la condición de ser menor a 0.05 se cumple en la mayoría de los casos. Sin embargo, destacan los índices tinicialruptura, turbidez (turb), irradianza global mínima durante la ruptura (rglbmin), minmagruptura y promkrup por tener índices p mayores (Tabla 4.3).

Tabla 4.3: Índices p para las correlaciones entre índices de radiación y viento en San Diego y Antofagasta.

	tinicialruptura	tfinalruptura	deltaruptura	turb	kruptura	tinicio	rglbprom	rglbmax	rglbmin	stdrglb	promkrup
<b>San Diego</b>											
promvelv	0.60	0.81	0.62	0.31	0.55	0.09	0.08	0.32	0.20	0.44	0.77
promvelu	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.09
prommag	0.19	0.02	0.00	0.68	0.05	0.07	0.00	0.00	0.33	0.00	0.15
maxmagnitudviento	0.21	0.04	0.01	0.15	0.45	0.78	0.24	0.03	0.03	0.01	0.72
minmagnitudviento	0.69	0.01	0.04	0.61	0.11	0.90	0.01	0.00	0.71	0.00	0.05
inicioviento	0.00	0.93	0.08	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.56
maginioviento	0.33	0.04	0.09	0.87	0.02	0.75	0.06	0.02	0.50	0.01	0.12
Vamanecer	0.52	0.00	0.00	0.92	0.32	0.20	0.00	0.00	0.43	0.00	0.43
promagr ruptura	0.81	0.00	0.00	0.83	0.01	0.13	0.00	0.00	0.92	0.00	0.05
maxmagruptura	0.60	0.00	0.00	0.23	0.00	0.49	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
minmagruptura	0.25	0.77	0.52	0.24	0.34	0.27	0.00	0.17	0.08	0.55	0.59
maginiorruptura	0.76	0.07	0.20	0.59	0.47	0.91	0.04	0.06	0.81	0.07	0.86
magfirup	0.61	0.00	0.00	0.65	0.00	0.10	0.00	0.00	0.94	0.00	0.02
<b>Antofagasta</b>											
promvelv	0.00	0.00	0.02	0.48	0.95	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02
promvelu	0.09	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00
prommag	0.00	0.06	0.00	0.26	0.75	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.09
maxmagnitudviento	0.00	0.00	0.52	0.61	0.45	0.00	0.07	0.00	0.14	0.00	0.70
minmagnitudviento	0.01	0.68	0.05	0.97	0.04	0.00	0.46	0.00	0.14	0.00	0.02
inicioviento	0.00	0.04	0.00	0.53	0.06	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.25
maginioviento	0.99	0.10	0.12	0.63	0.00	0.18	0.11	0.01	0.93	0.03	0.01
Vamanecer	0.84	0.09	0.13	0.60	0.00	0.37	0.09	0.02	0.96	0.04	0.05
promagr ruptura	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91	0.00	0.00
maxmagruptura	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
minmagruptura	0.92	0.39	0.53	0.55	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.15	0.37
maginiorruptura	0.21	0.02	0.08	0.60	0.00	0.13	0.00	0.00	0.17	0.07	0.04
magfirup	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00

## 4.8. Análisis de sensibilidad

### 4.8.1. Tiempo inicial de fragmentación

El tiempo de inicio de fragmentación (Tabla 4.4) presenta un incremento de casos detectados ante el aumento del índice de cielo claro (k) máximo permitido, entre el rango 0.6 y 1.2, mientras que su variación no presenta una diferencia porcentual significativa durante entre 1.2, parámetro utilizado, y 1.6

Actualmente las condiciones para determinar el tiempo de inicio, ser el primer peak o un máximo local con un índice k menor a 1.2, limita la posibilidad de encontrar índices muy alejados al ideal, índice k igual a 1, en el inicio de la ruptura.

Tabla 4.4: Variación de los tiempos de inicio de fragmentación detectados respecto a la variación del índice k, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días).

Índice k	tinicialruptura detectados (#)	Porcentaje (%)
0.6	98	38 %
0.8	122	48 %
1.0	140	55 %
1.2	149	59 %
1.4	150	59 %
1.6	150	59 %

### 4.8.2. Tiempo final de fragmentación

Realizando una variación del tiempo de cielo despejado considerado para establecer tfinalruptura (Tabla 4.5), con el índice de cielo claro de 1.2 para el cálculo de el inicio de la fragmentación, los eventos detectados se mantienen constantes hasta los 20 minutos.



Luego, existe una disminución de los días que presentan un final de quiebre hasta el 52 % al llegar a los 35 minutos. Esto se explica por la existencia de nubosidad detectada posteriormente a la finalización del proceso de fragmentación. En zonas con una mayor existencia y prevalencia de techo nuboso es posible que no se realice la detección del final del proceso de fragmentación a medida que aumente el tiempo evaluado.

Tabla 4.5: Variación de los tiempos de finalización del proceso de fragmentación detectados respecto a la variación del tiempo de cielo despejado, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días).

Tiempo (min)	tfinalruptura detectados (#)	Porcentaje (%)
10	149	59 %
15	149	59 %
20	149	59 %
25	141	56 %
30	133	53 %
35	130	52 %

### 4.8.3. Tiempo inicial de la brisa marina

Con respecto a la variación del tiempo utilizado para determinar el inicio de la brisa marina, es decir, el tiempo considerado de aumento en la magnitud del viento se observa que en todos los casos fue posible encontrar un inicioviento (Tabla 4.6).

Además, a medida que aumenta el tiempo existe una disminución de la cantidad de eventos que presentan un tiempo de inicio de la brisa marina anterior a tinicioruptura, pero sigue siendo el escenario con mayor cantidad de eventos en todos los tiempos estudiados.

Tabla 4.6: Variación de los tiempos de inicioviento detectado respecto a la variación del tiempo de aumento en la magnitud del viento y su distribución respecto al tinicioruptura, y el porcentaje en relación a los días considerados (252 días).

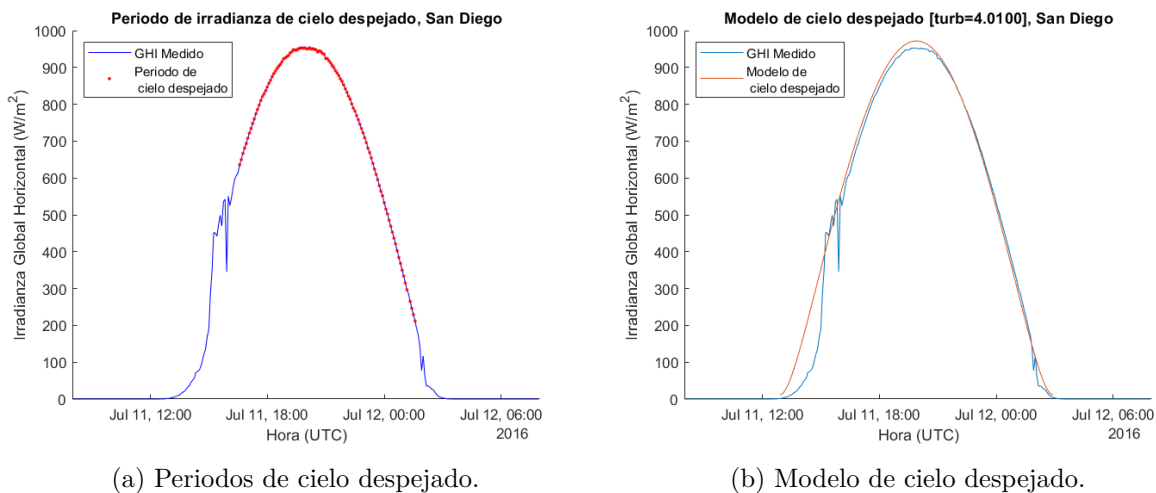
Tiempo (min)	tinicioviento > tinicioruptura	Porcentaje (%)	tinicioviento = tinicioruptura	Porcentaje (%)	tinicioviento < tinicioruptura	Porcentaje (%)
10	34	23 %	5	3 %	110	74 %
15	39	26 %	6	4 %	104	70 %
20	44	30 %	6	4 %	99	66 %
25	52	35 %	6	4 %	91	61 %
30	57	38 %	6	4 %	86	58 %
35	60	40 %	4	3 %	85	57 %

## 4.9. Análisis de un caso

### 4.9.1. San Diego

Se puede advertir (Fig. 4.15.a) que el 12 de Julio de 2016 en San Diego fue un día con presencia de nubes costeras desde el amanecer, ocurrido a las 13:15 PM (UTC) hasta las 16:35 (UTC), hora en que se detectó el primer cielo despejado. Junto con esto se puede apreciar que el cielo despejado continuó durante la mayor parte del ciclo diurno.

Utilizando los momentos de cielo despejado se pudo obtener la turbidez de Linke, correspondiente a 4,01 y el respectivo modelo de cielo despejado de Ineichen y Pérez de ese día (Fig. 4.15.b) .

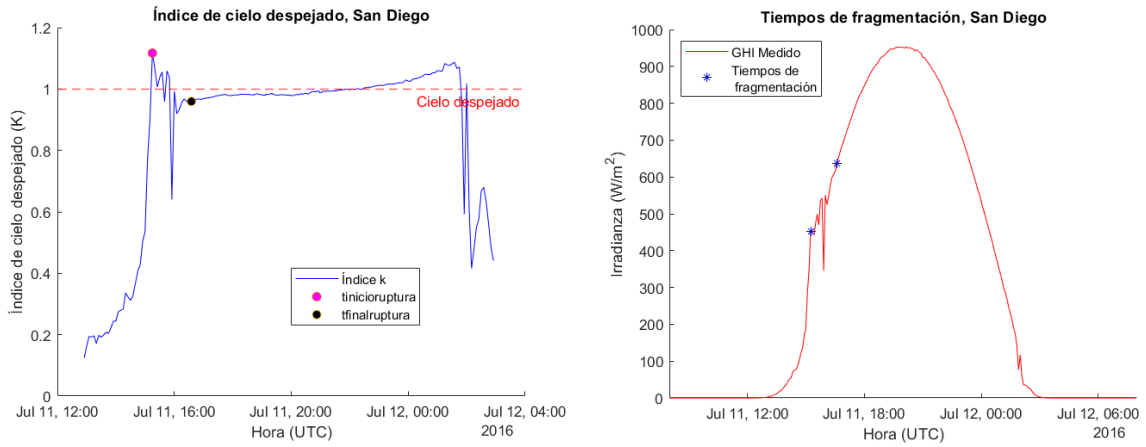


(a) Periodos de cielo despejado.

(b) Modelo de cielo despejado.

Figura 4.15: Ajustes de cielo despejado durante el 12 de Julio del 2016, San Diego.

El tiempo de inicio del proceso de fragmentación fue detectado a las 15:15 (UTC), con un índice de cielo despejado de 1.1 (Fig. 4.16.a) , y de finalización a las 16:35 (UTC), con una duración total del fenómeno de 80 minutos, menor al tiempo promedio de San Diego de 158 minutos. Entre el amanecer y tinicialruptura ocurre el adelgazamiento de la capa nubosa formada y engrosada durante el ciclo nocturno del día anterior, fase que demora 120 minutos, mayor al tiempo promedio de 72 minutos (Fig. 4.16.b). El valor calculado de promkrup es de 0.97 y rglbprom de  $521 \frac{W}{m^2}$ .



(a) Índice de cielo despejado.

(b) inicialruptura y tfinalruptura.

Figura 4.16: Tiempos de inicio y final del proceso de fragmentación durante el 12 de Julio del 2016, San Diego.

El viento comienza a aumentar su magnitud a partir de las 14:40 (UTC), partiendo de una magnitud inicial de  $4.02 \frac{m}{s}$ . Este incremento se produce 35 minutos antes del inicio del proceso de fragmentación y 85 minutos después del amanecer (Fig. 4.17). Durante el día, la magnitud de la velocidad del viento se mantuvo en  $3.9 \frac{m}{s}$ , superando el promedio de los casos en San Diego, que es de  $2.2 \frac{m}{s}$ . Durante el proceso de fragmentación, la magnitud del viento alcanzó los  $4.2 \frac{m}{s}$ , también mayor al promedio de los casos estudiados, que fue de  $2.0 \frac{m}{s}$ .

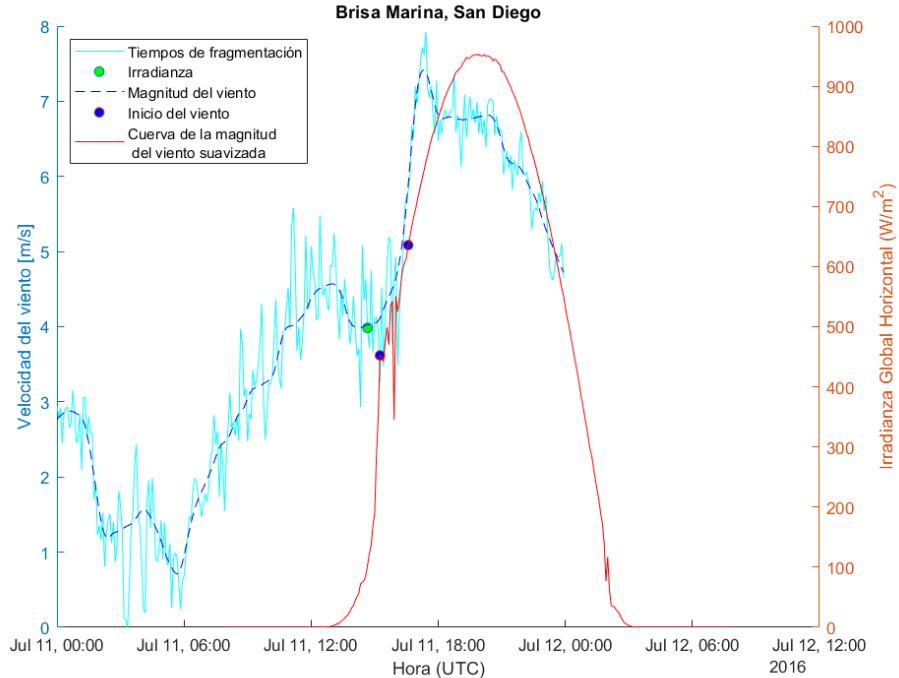


Figura 4.17: Comportamiento de la magnitud del viento durante el 12 de Julio del 2016, San Diego.

## 4.9.2. Antofagasta

El 26 de Julio del 2014 amaneció a las 11:30 (UTC) y se observa la presencia de estratocúmulos costeros hasta las 15:50 (UTC), donde se detecta el primer periodo de cielo despejado (Fig. 4.18.a), utilizando este dato se generan el modelo de Ineichen y Pérez de cielo despejado, obteniendo de forma iterativa una turbidez de 4.116 (Fig. 4.18.b)

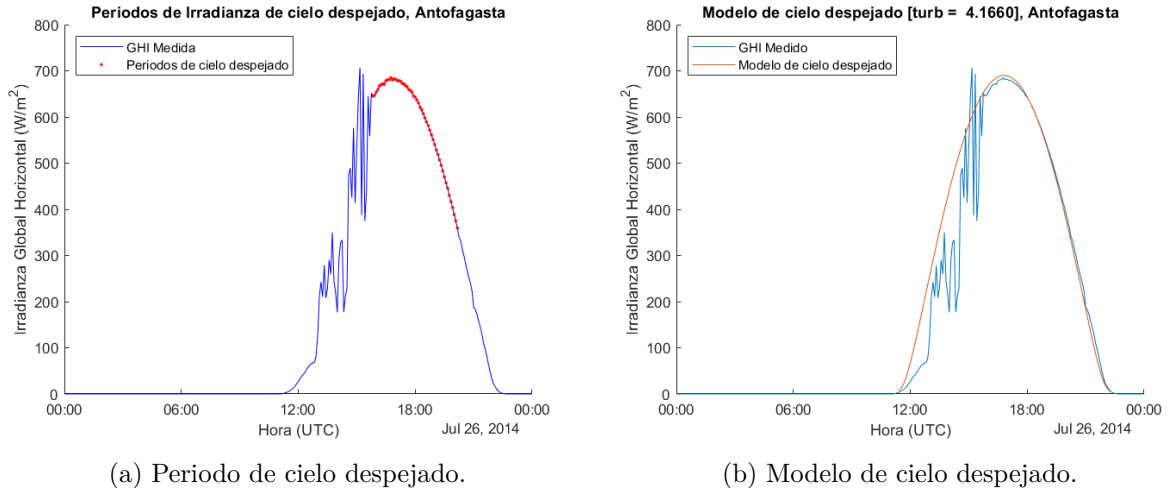


Figura 4.18: Ajustes de cielo despejado durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta.

El tiempo detectado de inicio de la fragmentación,  $t_{inicialfragmentacion}$ , fue 13:10 (UTC) con un índice  $k$  de 0.83 (Fig. 4.19.a) y el de finalización,  $t_{finalruptura}$ , 15:50 (UTC) con una duración total del proceso de 160 minutos, menor al promedio de Antofagasta de 184 minutos.

Se puede apreciar en (Fig. 4.19.b) que el adelgazamiento de la nube se produce durante 100 minutos, más que el promedio de la zona de 78 minutos. El valor calculado de  $prom_{krup}$  es de 0.76 y  $rglb_{prom}$  de  $391 \frac{W}{m^2}$ .

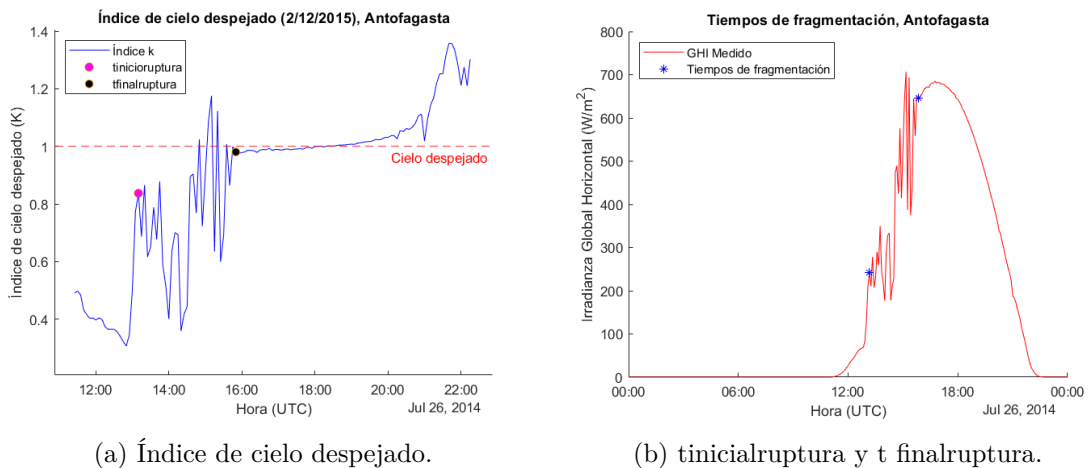


Figura 4.19: Tiempos de inicio y final del proceso de fragmentación durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta.

A las 11:45 (UTC) se detecta el aumento de magnitud en la brisa marina, antes del tiempo de inicio de proceso de fragmentación, desde una magnitud inicial de  $0.4 \frac{m}{s}$ . La magnitud de la velocidad del viento durante el día fue de  $2.07 \frac{m}{s}$ , menor al promedio de  $3.4 \frac{m}{s}$ , y durante el proceso de ruptura el promedio fue de  $1.49 \frac{m}{s}$  inferior al promedio de los casos estudiados en Antofagasta de  $2.8 \frac{m}{s}$ .

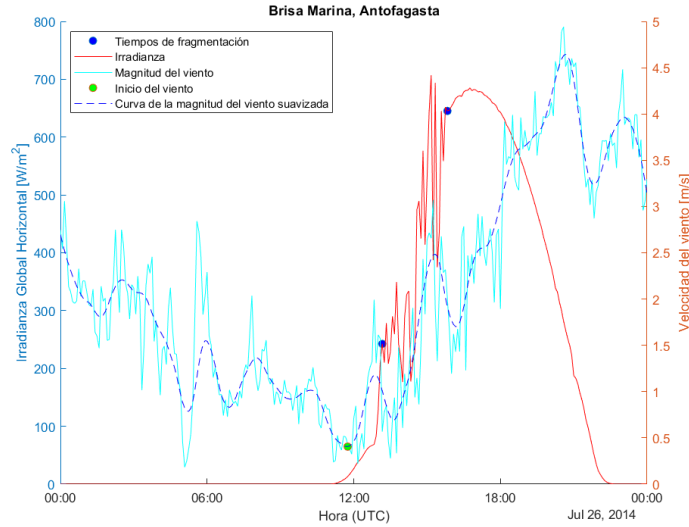


Figura 4.20: Comportamiento de la magnitud del viento durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta.

El Nefobasímetro indica la presencia de techo nuboso constante entre los 500 y 800 metros (Fig. 4.21), las nubes comienzan a presentar variaciones (1) desde las 13:30 (UTC) perdiendo la continuidad (2) a las 16:00 (UTC), periodo en que se detecta la altura promedio de la base de la nube de 780 msnm. Posteriormente, se observan nubes de forma esporádica, predominando el cielo despejado. Este patrón corresponde, aproximadamente, al comportamiento descrito por la radiación solar. Desde las 20:00 (UTC), se puede observar la incipiente formación de nubes estratocúmulos (3). Además, la radiosonda indica una altura de la capa de inversión de 1056 metros sobre el nivel del mar, lo que sugiere un espesor de 276 metros, mayor al promedio de 260 metros.

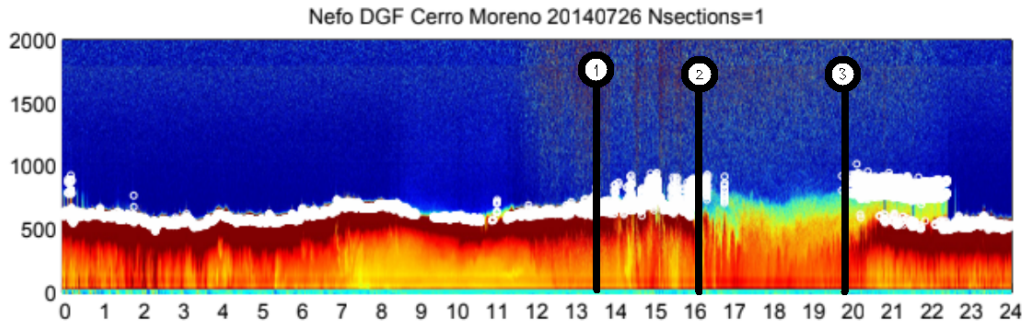


Figura 4.21: Datos del Nefobasímetro durante el 26 de Julio del 2014 en Cerro Moreno, Antofagasta. (1) Inicio de la fragmentación (2) Disipación (3) Ciclo de formación de nubes.

# Capítulo 5

## Conclusiones

### 5.1. Conclusiones generales

Se pudo determinar la existencia de un proceso de adelgazamiento, fragmentación y disipación de estratocúmulos costeros en San Diego y Antofagasta, el 59 % y 68 % de los días con datos disponibles respectivamente, con una mayor frecuencia del fenómeno durante las estaciones de primavera y verano en San Diego y primavera en Antofagasta.

Durante el proceso de fragmentación de la nube se logra determinar que el 72 % y 74 % de la irradianza de cielo despejado es detectada en la superficie en San Diego y Antofagasta, utilizando el promedio del índice de cielo despejado durante la ruptura .

En cuanto a los tiempos de inicio del proceso de fragmentación obtenidos, se advierte que son virtualmente idénticos. Esto indica que el proceso de fragmentación comienza en promedio al mismo tiempo en ambas localidades después del amanecer. Por consiguiente, la duración del proceso de adelgazamiento es similar en ambas áreas y existe una relación directamente proporcional entre el tiempo de finalización del proceso y su duración.

Durante el análisis, también se observó que los promedios de tiempo de disipación de la nube para eventos con una magnitud del viento menor o igual al promedio eran menores en comparación con aquellos eventos con una magnitud del viento mayor al promedio. Es decir, los procesos más cortos tienden a tener menores magnitudes de velocidad del viento en ambas localidades.

Con respecto a la caracterización del viento, San Diego presenta magnitudes menores de viento, un inicio posterior de la brisa marina y un cambio de dirección marcado por el ciclo diario, mientras Antofagasta posee una dirección del viento predominante de sur a norte con una variación de la magnitud del viento mayor y marcada por el ciclo diurno.

En Antofagasta, la altura de la capa de inversión extraída desde los datos de la radiosonda es concordante con la bibliografía, que sitúa la altura de la capa de inversión entre 700 y 1200 msnm, con la cual fue posible obtener el espesor de la capa de estratocúmulos utilizando los datos de la base de la nube del nefobasímetro. Este índice no muestra una relación entre espesor y duración del proceso, y no fue posible determinar la conexión con alguna variable.

Por su parte, los índices definidos permiten la caracterización de la radiación solar y la brisa marina durante el proceso de disipación. Además, posibilitan la detección de los tiempos de inicio y finalización, lo que facilita la descripción temporal del proceso de adelgazamiento, fragmentación y disipación de las nubes estratocúmulos, proporcionando un entendimiento cuantitativo del fenómeno.

Estos índices permiten establecer que el inicio promedio de la ruptura ocurre aproximadamente 78 minutos después del amanecer en San Diego y 72 minutos en Antofagasta. También se observa que el proceso de fragmentación tiene una duración promedio mayor en Antofagasta, con 186 minutos, en comparación con San Diego, donde dura 158 minutos.

Se lograron detectar un total de 277 correlaciones, que representan el 7 % de las calculadas en San Diego y el 5 % en Antofagasta. Mientras que en Antofagasta se observaron correlaciones entre las variables de caracterización del viento y las de caracterización del proceso de ruptura provenientes de la radiación, en San Diego este vínculo no se observó con la misma intensidad.

El análisis de sensibilidad de las variables empleadas en la metodología de detección del tiempo inicial y final de la ruptura revela variaciones menores en el número de eventos detectados. Por otro lado, al observar la influencia del aumento sostenido de la magnitud del viento, a pesar de que se produce un cambio significativo en todos los escenarios, la mayoría de los eventos muestran que el inicio del viento precede al tiempo inicial de la ruptura.

### **5.1.1. Trabajos futuros**

Mediante la metodología utilizada no fue posible establecer que el proceso de fragmentación de mayor duración de Antofagasta tenga alguna conexión con el menor promedio de la magnitud del viento durante el proceso. Sin embargo, no se descarta que la caracterización del viento empleada pueda interferir con la detección de la correlación. Existen otras formas de caracterizar el viento, como la dirección característica del viento, que pueden ser exploradas.

El nuevo set de datos abre la posibilidad de realizar un estudio de las correlaciones ambientales con el proceso de adelgazamiento y fragmentación de las nubes Sc. Además, la definición de nuevos índices permitirían calcular la radiación total disponible durante todo el proceso de fragmentación durante el adelgazamiento y fragmentación, aprovechando el índice de cielo despejado promedio entre el amanecer y tinicialruptura.

Junto con esto, es importante notar que las correlaciones detectadas entre los índices es dependiente del rango de correlación de Spearman y el valor de “p” estudiado, por lo que sería pertinente estudiar la sensibilidad de las correlaciones ante su variación.

Además, la complejidad del proceso de disipación de nubes estratocúmulos invita a la realización de modelos y simulaciones para buscar determinar relaciones significativas entre las diferentes variables meteorológicas y el comportamiento, formación, fragmentación y disipación de este tipo de nubes.

# Bibliografía

- [1] Wood (2012). *Stratocumulus clouds* Monthly Weather Review, 140 (8), 2373-2423. doi:10.1175/MWR-D-11-00121.1
- [2] Luccini & Rivas (2021). *Kinematics and dynamics of the stratocumulus average diurnal dissipation process at Atacama Desert*. Atmospheric Research, 255, 105523. doi:10.1016/j.atmosres.2021.105523
- [3] Ghonima, Heus, Norris, & Kleissl (2016). *Factors Controlling Stratocumulus Cloud Lifetime over Coastal Land*. Journal of the Atmospheric Sciences, 73(8), 2961–2983. doi:10.1175/JAS-D-15-0228.1
- [4] Zamora Zapata, Wu & Kleissl (2019). *Irradiance Enhancement Events in the Coastal Stratocumulus Dissipation Process*. Proceedings of the ISES Solar World Congress 2019, 1–8. doi:10.18086/swc.2019.42.13
- [5] Zamora Aguirre, R. (2010). *Caracterización Observacional de la Capa Límite Marina en Antofagasta*. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102299>
- [6] Clemesha, R. E. S., A. Gershunov, S. F. Iacobellis, A. P. Williams, & D. R. Cayan (2016) *The northward march of summer low cloudiness along the California coast* Geophys. Res. Lett., 43, 1287–1295, doi:10.1002/2015GL067081.
- [7] Iacobellis, S. F., & D. R. Cayan (2013). *The variability of California summertime marine stratus: Impacts on surface air temperatures*. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 9105–9122, doi:10.1002/jgrd.50652.
- [8] Zamora Zapata, Norris & Kleissl (2020). *Coastal Stratocumulus Dissipation Dependence on Initial Conditions and Boundary Forcings in a Mixed-Layer Model*. Journal of the Atmospheric Sciences, 77(8), 2717–2741. doi:10.1175/JAS-D-19-0254.1
- [9] Farías Salvador, Cereceda Troncoso, Osses McIntyre & Núñez Cárdenas. (2005). *Comportamiento espacio-temporal de la nube estratocúmulo, productora de niebla en la costa del desierto de Atacama (21° lat. S., 70° long. W.), durante un mes de invierno y otro de verano*. Investigaciones geográficas, (56), 43-61. Disponible en [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0188-46112005000100004&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-46112005000100004&lng=es&tlng=es).
- [10] Garratt, J. (1994). *Review: the atmospheric boundary layer*. Earth-Science Reviews, 37(1-2), 89-134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90026-4)
- [11] Stull, R. B. (1988) *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- [12] Rincón de Hoyos, M. (2012). *Acoplamiento del modelo de mesoescala WRF al modelo de calidad del aire Calpuff*.
- [13] Sales, M. J. (2016). *Modelización de la capa límite planetaria bajo condiciones de forza-*



miento atmosférico mesoescalar. *Análisis de sensibilidad de distintas parametrizaciones y esquemas numéricos- e-spacio*. Disponible en <http://e-spacio.uned.es/fez/view/bibliuned:master-Ciencias-FSC-Mjsales>

- [14] Burgos Cuevas, Andrea. (2021). *Caracterización de la Capa Límite Atmosférica sobre la Ciudad de México*. Disponible en [https://geomet.uni-koeln.de/fileadmin/user\\_upload/P hD\\_Thesis\\_ABurgosCuevas.pdf](https://geomet.uni-koeln.de/fileadmin/user_upload/P hD_Thesis_ABurgosCuevas.pdf)
- [15] Rutllant, J., H. Fuenzalida, R. Rodrigo & D. Figueroa.(1998) *Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23oS): Experimento DICLIMA*. Revista Chilena de Historia Natural, 71, 405-427.
- [16] Clemesha, R. E. S., A. Gershunov, S. F. Iacobellis, & D. R. Cayan (2017) *Daily variability of California coastal low cloudiness: A balancing act between stability and subsidence*. Geophys. Res.Lett., 44, 3330–3338, doi:10.1002/2017GL073075.
- [17] Reno, M. J., & Hansen, C. W. (2016). *Identification of periods of clear sky irradiance in time series of GHI measurements*. Renewable Energy, 90, 520-531. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2015.12.031>
- [18] Khalil, S.A., & Shaffie, A.M. (2016). *Attenuation of the solar energy by aerosol particles: A review and case study*. Renewable & Sustainable Energy Reviews, 54, 363-375.
- [19] Zamora Zapata, Heus & Kleissl (2020, December 10). *Dynamics of the coastal Stratocumulus cloud dissipation*. AGU Fall Meeting 2020. <https://agu.confex.com/agu/fm20/meetingapp.cgi/Paper/687317>
- [20] Gajardo, Cristian (2023). *Vientos de interés para la generación eólica en la zona de Taltal: Caracterización y mecanismos*. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/192737>
- [21] Ineichen, P & Pérez, R.(2002). *A new airmass independent formulation for the Linke turbidity coefficient*. Solar Energy, Volume 73, Issue 3,2002,Pages 151-157,ISSN 0038-092X, [https://doi.org/10.1016/S0038-092X\(02\)00045-2](https://doi.org/10.1016/S0038-092X(02)00045-2). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038092X02000452>