



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DEL DESEMPEÑO DE UN DISDRÓMETRO ÓPTICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A:

EDUARDO FEDERICO TORRES PÉREZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. GUILLERMO MONTERO MARTÍNEZ
CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., 2018**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A mis padres, Eduardo Torres Arroyo y Rosa Emma Pérez Olivas, por su paciencia y enseñanzas.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al personal de la Facultad de Ciencias.

Al Fondo Especial proveniente de Ingresos Extraordinarios del Centro de Ciencias de la Atmósfera por la beca otorgada para la conclusión de la presente tesis.

A la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de la Universidad Nacional Autónoma de México por proporcionar los datos de los instrumentos (disdrómetro y estación meteorológica) utilizados en este trabajo.

A Dr. Rafael Ángel Barrio Paredes, Dr. Fernando García García, Dr. David Philip Sanders y Dr. Adolfo Vicente Magaldi Hermsillo, sinodales y miembros del jurado de Examen de Obtención de Grafo, por sus sugerencias y observaciones durante la revisión del presente trabajo.

A Dr. Guillermo Montero Martínez, asesor, por su constante apoyo, paciencia e interés en mi trabajo diario. Por sus consejos que han enriquecido mi trabajo personal.

A Ing. Víctor Zarraluqui Such, por su paciencia y comentarios mostrados durante el trabajo.

INDICE

	Página
0. Resumen	6
I. Introducción	7
1.1. Importancia de la precipitación	7
1.2. Formación de nubes	8
1.2.1 Formación de gotitas por nucleación	9
1.2.2. Crecimiento por colisión-coalescencia	13
1.2.3. Nubes calientes	14
1.2.4. Nubes frías	14
1.3. Climatología de lluvia en la Ciudad de México	15
1.4. Importancia de la medición de la precipitación	16
1.5. Plan de la tesis	17
II. Instrumentación	18
2.1. Pluviómetros y disdrómetros	18
2.2. Tipos de disdrómetros	22
2.2.1. Electromecánicos	22
2.2.2. Ópticos	22
III. Disdrómetro Óptico <i>Present Weather Sensor 100</i>	24
3.1. Fundamentos de Operación	24
3.2. Detección y clasificación de precipitación	25
3.3. Intensidad y acumulación de precipitación	29
IV. Metodología	31
4.1. Colección de datos	31
4.1.1. RUOA	31
4.1.2. Sitio y período de muestreo	32

4.1.3. Eventos tipos	32
4.2. Despliegue y análisis de los datos	33
V. Resultados	35
5.1. Mediciones de lluvia.	35
5.2. Análisis de precipitación del 09 de noviembre	38
5.3. Análisis estadístico (contraste de medias)	45
VI. Conclusiones	46
Consideraciones finales	47
Anexo	48
Bibliografía	56

0

Resumen

La Universidad Nacional Autónoma de México comenzó el proyecto de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos en 2014 para impulsar la investigación y la docencia de las ciencias atmosféricas en el país. En un principio se instalaron 5 observatorios atmosféricos, los cuales, tienen el disdrómetro óptico PWS100. En 2015, como estudiante del Servicio Social, colaboré con el grupo de Física de nubes, donde fui de los primeros en trabajar los disdrómetros, desarrollando varios códigos, en el lenguaje Python, para su lectura y almacenamiento de los datos y para la visualización de estos. Y como parte de ese trabajo de Servicio Social, se publicó un artículo en una revista indizada (Montero et al 2016).

En el presente trabajo se reportan los resultados del análisis de los datos de un muestreo de 12 eventos de precipitación utilizando un disdrómetro óptico (del inglés, *DIStribution DROP METER Present Weather Sensor 100* (PWS100), se trabajó con un PWS100 ya que tiene la capacidad de medir continuamente y diferenciar entre diferentes partículas de precipitación, se usó como referencia en la medición de los datos, un pluviómetro Texas Electronics TR-525M. El muestreo se realizó en el Observatorio Atmosférico Altzomoni de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos, ubicado en el Parque Nacional Izta-Popo en Amecameca de Juárez, Edo. de México, México. En el sitio, se pueden presentar eventos de precipitación líquida y sólida, así como mezclas de ambos tipos de precipitación. Por lo tanto, este es un buen lugar para estudiar el desempeño del disdrómetro óptico en la caracterización de partículas sólidas y líquidas. El PWS100 presenta un gran desempeño al medir partículas de precipitación, ya sea por su tamaño como su velocidad de caída, tanto líquidas como sólidas, aun en eventos con intensidades de precipitación muy elevadas, temperaturas bajas o altas velocidades de viento.

I

Introducción

1.1. IMPORTANCIA DE LA PRECIPITACIÓN

La precipitación es de suprema importancia para la vida y esencial para muchas actividades humanas, especialmente como la fuente primaria de agua potable y para el sector agropecuario. La precipitación líquida lleva agua a la superficie y al mismo tiempo arrastra de la atmósfera muchos químicos y los agrega a los ecosistemas terrestres, suministrando los nutrientes (y a veces compuestos tóxicos) a las formas de vida terrestres y acuáticas, así como los ácidos débiles responsables de la erosión de la corteza terrestre [1]. La precipitación sólida contribuye en formas adicionales al equilibrio de la radiación y el clima en latitudes altas y en zonas de alta montaña. En las regiones montañosas, la nieve produce un gran suministro de agua. La precipitación, junto con la radiación solar, son procesos clave de la hidrología terrestre. Además, un conocimiento preciso de la distribución de precipitación y los flujos de agua en el suelo es un punto central en muchos campos de la ciencia, tales como la erosión del suelo, modelización atmosférica y la previsión del tiempo.

Muchos aspectos del clima giran alrededor de la presencia o ausencia de nubes; éstas reflejan la radiación que llega del espacio provocando que la temperatura del aire no aumente. Por otro lado, interceptan la radiación infrarroja emitida por la superficie que de otra forma se perdería en el espacio; esta radiación reflejada ayuda a calentar la superficie terrestre, lo que produce unas noches no tan frías [2].

Otro aspecto menos aparente, pero importante para los procesos atmosféricos, es el papel que juegan las nubes en el consumo energético de la atmósfera. A gran escala, la energía térmica “liberada” por el cambio de fase (gas-líquido) en grandes nubes convectivas se vuelve un componente importante en el balance de energía terrestre. Una de las consecuencias de esto es el calentamiento del aire y, en parte, de la forma macroscópica de la nube, ya sean convectivas o estratiformes. Esta energía es dispersada por grandes patrones de circulación de la atmósfera, distribuyéndola de los trópicos a otras partes del mundo donde hay menos energía [2].

La composición atmosférica es influenciada en gran medida por las nubes. Los diversos gases y partículas emitidos continuamente en el aire son absorbidos por las nubes las cuales sirven como portadoras del material. Por lo tanto, las nubes sirven como un mecanismo muy eficiente por el cual la atmósfera se limpia, evitando de este modo la acumulación de contaminantes naturales y antropogénicos. Al mismo tiempo la calidad del aire es mejorada por la precipitación, la cual al caer, se ensucia, llevando consigo partículas al ecosistema (provocando, por ejemplo la lluvia ácida). Aún en la ausencia de precipitación, las nubes ofrecen importantes oportunidades para transformar componentes de la atmósfera en otros compuestos. En la atmósfera baja, las reacciones en la nube oxidan compuestos de azufre y nitrógeno, lo que lleva al aumento de brumas veraniegas en las zonas industriales [2].

1.2. FORMACIÓN DE LAS NUBES

La formación de nubes requiere de humedad, partículas suspendidas en el aire -conocidas como *aerosol*- y un proceso para enfriar el aire. La abundancia de humedad y partículas de aerosol determinan la masa total del condensado. La concentración total de partículas en el aire conocido como el *número de concentración*, el cual varía entre 10^3 y 10^5 cm^{-3} [3]. Estos determinan la habilidad de la nube de producir precipitación; también regulan los procesos radiativos de la nube y cómo las percibimos visualmente. El enfriamiento necesario para formar una nube puede surgir de un proceso o de la combinación de varios: enfriamiento radiativo, mezcla turbulenta de aire a través de la humedad, gradientes de temperatura, expansión del aire durante un ascenso forzado o por la convección libre.

Las características observables de una nube dependen de cómo la atmósfera se organiza para proveer estos ingredientes clave. La humedad atmosférica, derivada de la evaporación del agua superficial o evapotranspiración de las plantas, se origina en o cerca de la superficie terrestre. El hecho de que la mayoría de las nubes se observan muy por encima de la superficie sugiere que la humedad superficial debe ser transportada hacia arriba por procesos atmosféricos. Aunado a eso, la superficie terrestre es la principal fuente de partículas de aerosol, aunque éstas también se pueden formar en la atmósfera por la conversión de gas-partícula. El tipo de ascenso vertical es el mayor determinante de la forma de la nube: un ascenso lento y de gran escala resulta en nubes grandes y sin rasgos distintivos, mientras que el ascenso rápido de parcelas de aire pequeñas resultan en nubes en forma de torre. La mezcla de aire cálido y húmedo con aire más frío da lugar a nubes pasajeras de extensión espacial limitada [2].

Las partículas individuales que forman a la nube no se pueden ver a simple vista. La forma que vemos de la nube es el efecto neto de la dispersión de una enorme cantidad de gotitas de agua y cristales de hielo que se encuentran en la frontera de la nube, pero las partículas mismas son simplemente muy

pequeñas para poder ser determinadas fuera de la nube. A continuación, se exponen las propiedades de aquellas partículas diminutas que componen la "microestructura" de la nube.

1.2.1. FORMACIÓN DE GOTITAS POR NUCLEACIÓN

El proceso por el cual se forman las partículas de nube o gotitas de nube se da cuando el vapor de agua es convertido a la fase líquida o sólida: a esto se le llama **nucleación**. Existen dos tipos de nucleación: **homogénea**, que se da cuando un vapor puro conduce espontáneamente a la formación de gotitas de líquido puro de la misma sustancia; y **heterogénea**, que se da cuando cualquier sustancia interviene la formación de la nueva fase; dicha sustancia se la llama agente de nucleación. Se necesitan algunas condiciones para que ocurra la nucleación, ya sea homogénea o heterogénea. En un principio, se deben crear grupos de moléculas de agua que se comportan como un gas; sin embargo, siendo un vapor, pueden condensarse chocando y "pegándose" entre sí, formando grupos más y más grandes. El crecimiento de estos grupos depende de la presión de vapor de agua: a mayor presión, mayor será la probabilidad de que se creen y mayor la velocidad de su crecimiento. Cuando suficientes moléculas han sido agregadas para hacer un grupo grande y lo suficientemente estable, llega un tamaño crítico y se forma un embrión de vapor de agua con el que se puede crear una gota líquida [2]. Para que suceda un cambio de fase de gas a líquido se necesita superar una barrera de energía. Dado que es un proceso termodinámico, el problema se trata usando la energía libre de Gibbs, a presión y temperatura constantes:

$$G(p, T) = U + pV - TS \quad (1)$$

Donde:

U es la energía interna [joule],

p es la presión [pascal],

V es el volumen [m^3],

T es la temperatura [kelvin],

S es la entropía [joule por kelvin].

La saturación está definida como: $e/e_s(T)$, donde e [Pa] es la presión parcial de vapor de agua y $e_s(T)$ [Pa] es la presión de saturación de vapor de agua a la temperatura ambiente, donde la temperatura T [°C] se considera constante, nos da la altura de la barrera que se debe pasar para que ocurra el cambio de fase.

En la nucleación homogénea, pocos grupos moleculares, alcanzan un tamaño crítico, y las condiciones (T y p) que se presentan en la atmósfera dificultan que se dé la nucleación homogénea, por lo que las gotitas que se forman representan escasos éxitos en el mundo molecular de fluctuaciones estadísticas. En las nubes ocurre la nucleación heterogénea, en la que un agente de nucleación disminuye la energía libre requerida para que se dé el cambio de fase porque disminuye la saturación necesaria para que se dé la nucleación a cualquier temperatura dada [2].

Las partículas o aerosoles que sirven este papel y actúan como sitios de condensación se llaman núcleos de condensación de nube; o por sus siglas en inglés, *cloud condensation nuclei*, *CCN*. Para la nucleación heterogénea, vamos a tomar dos casos: nucleación de la fase líquida y nucleación de la fase sólida.

En la nucleación de la fase líquida existen ciertas propiedades que debe tener un aerosol para ser considerado un CCN. Las principales son, entre otras, el tamaño y su solubilidad en agua. En primera, para partículas insolubles, la forma ideal para la nucleación es la plana. Como en la atmósfera no existen partículas planas, solo se va a tratar el caso de una partícula esférica. El intervalo de saturación necesario para que una partícula insoluble actúe como un CCN eficaz depende tanto del tamaño de la partícula como del ángulo de contacto, que es determinado por la condición del equilibrio mecánica: no debe haber una componente de fuerza neto sobre la superficie sólida. Esta condición, conocida como la relación de Young, está dada por:

$$\sigma_{w/v} \cos \theta = \sigma_{N/v} - \sigma_{N/w} \quad (2)$$

Donde:

$\sigma_{N/v}$ es la tensión del solido contra el vapor de agua.

$\sigma_{N/w}$ es la tensión del solido contra el agua.

$\sigma_{w/v} \cos \theta$ es la tensión del agua contra el vapor de agua.

θ es el ángulo de contacto.

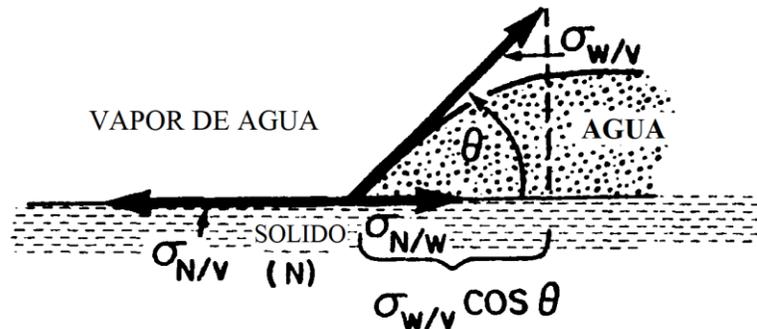


Figura 1.1 Condiciones del equilibrio mecánico para una gota en una superficie horizontal. La tensión $\sigma_{N/v}$ balancea la suma de las tensiones $\sigma_{N/w}$ y $\sigma_{w/v} \cos \theta$ (modificada *Microphysics of Clouds and Precipitation* [3]).

El ángulo de contacto es pequeño para sustancias mojables o hidrófilas, lo que permite la nucleación en rangos de saturación cercanos a la unidad; el otro extremo es cuando la sustancia es hidrofóbica, que nos da ángulos de contacto grandes, lo que provoca que los valores de saturación se aproximen a los de la nucleación homogénea, como si la superficie no estuviese presente. Cuando el aerosol es muy grande, éste se puede ver como una superficie plana y, si son hidrófilas, actúan como mejores CCN que los hidrofóbicos. En cambio, si las partículas son muy pequeñas el efecto de la curvatura aumenta la cantidad de saturación de agua necesaria para que se dé la nucleación.

Si el aerosol está compuesto por materia soluble en agua, puede iniciar la fase líquida más efectivamente que una insoluble. Esto se debe a que el agua es polar y se “pega” electrostáticamente a los iones que hacen al material soluble. La atracción molecular es tan fuerte que el agua rompe fácilmente los enlaces iónicos de sales en condiciones que, de otra manera, requieran temperaturas de cientos de grados suficientes para fundir la sal. A su vez, los iones del soluto disuelto ayudan a retener el agua en el estado condensado mediante la reducción de la presión de vapor de equilibrio. Los iones de soluto actúan como anclajes moleculares al retardar la evaporación de las moléculas de agua. La materia soluble dentro de una partícula es capaz de compensar, incluso dominar, el efecto de la curvatura de partículas pequeñas facilitando el crecimiento de las gotitas de agua.

La formación de la fase líquida en un ambiente cargado con aerosoles solubles se produce en el aire subsaturado: a humedades relativas debajo de 100% (del equilibrio con respecto al agua pura). A estas condiciones se da el proceso de disolución de un sólido en una solución líquida, llamado *delicuescencia*. Al cambiar el aerosol de fase sólida a líquida, aumenta la entropía, por lo que la delicuescencia es una transformación de equilibrio, no un proceso de nucleación. El término nucleación se utiliza a veces (incorrectamente) debido a que la fase líquida aparece por primera vez durante la delicuescencia.

A humedades por debajo del inicio de la delicuescencia, el vapor de agua se adsorbe sobre la superficie seca, pero la cantidad de agua es insuficiente para alterar la red cristalina. Las moléculas de agua permanecen en la superficie por un tiempo para luego ser repelidas con poco efecto sobre el sólido. A medida que la humedad aumenta, la cantidad de moléculas adsorbidas aumenta y con el tiempo el agua comienza a disolver la sal. En el punto de delicuescencia el agua adsorbida rompe algunos de los enlaces iónicos que llevan a cabo la sal juntos y elimina los iones del sólido. Estos iones que son secuestrados en el líquido que cubre la partícula impiden la evaporación de las moléculas de agua. La disminución de la presión de vapor conduce a una mayor adsorción de moléculas de agua desde la fase de vapor y nuevas oportunidades para una mayor disolución del sólido. El proceso de adsorción de vapor continúa hasta que el sólido desaparece por completo y todos los iones se convierten en parte de la gota de solución líquida. Más allá del punto de delicuescencia, aumento de la humedad conduce a una mayor adsorción de vapor de agua y el crecimiento de la gota de solución. Delicuescencia y la absorción de agua del medio ambiente son propiedades fundamentales de cualquier soluto puro. Cuanto mayor es la solubilidad, más bajo es el punto de delicuescencia. Las partículas de aerosoles atmosféricos se componen típicamente de muchos compuestos, cada uno con diferentes propiedades fisicoquímicas, por lo que no debería ser una sorpresa que los parámetros que describen la delicuescencia y el crecimiento higroscópico son funciones complicadas. Los puntos de delicuescencia bien definidos frecuentemente no se presentan con partículas mezcladas y el crecimiento higroscópico habitualmente se determina empíricamente. Para la nucleación de la fase sólida el caso no es análogo, pero tiene muchas similitudes ya que ambos necesitan un CCN para nuclear.

La formación de las gotitas de nube requiere que la gotita de solución líquida se "active". La activación es análoga a la nucleación de gotas de agua cuando se refiere a que se debe superar una barrera de energía libre. Sin embargo, la fase líquida ya existe vía delicuescencia, por lo que la activación no es un fenómeno tipo nucleación, sino que representa un cambio de un crecimiento inestable a uno estable en respuesta al aumento de la humedad ambiental. Una vez activada la gotita de nube, ésta comienza a crecer. En el sentido más general, el crecimiento se lleva a cabo en una de dos maneras: una partícula

puede crecer a partir de la fase de vapor, lo que significa que aumenta en tamaño molécula por molécula; o una partícula puede crecer mediante la recopilación de otras partículas, en cuyo caso la partícula crece en tamaño de partícula por partícula. Ambas categorías de crecimiento pueden operar simultáneamente, pero los tratamos por separado para facilitar la presentación de la física subyacente.

Una cantidad neta de vapor de agua se deposita sobre una superficie cada vez que la presión parcial de vapor es superior al valor de equilibrio de presión de vapor de agua. Qué tan rápidamente se deposita el vapor depende del exceso de presión parcial, la temperatura y la naturaleza de la superficie y la presión de aire total. Si la superficie es líquida, la presión de vapor de equilibrio es el de una gota de solución que tiene una temperatura dada, la concentración de soluto y el tamaño. Si la superficie es sólida, la presión de vapor de equilibrio es la del hielo a la temperatura de la superficie. El exceso de presión parcial de vapor sobre el valor de equilibrio hace que las moléculas de agua entren en la fase condensada, agotando el vapor a nivel local y la creación de gradientes de concentración que impulsan el transporte por difusión de vapor de agua adicional hacia la superficie. El proceso por el cual el vapor entra en el condensado (así sea por "deposición" en el caso de los sólidos o "condensación" en el caso de los líquidos) representa el crecimiento de la partícula por la acumulación de moléculas individuales de agua. Ya sea que el condensado es líquido o sólido, el crecimiento de una partícula desde el vapor procede a través de tres pasos consecutivos. El primer paso es el transporte de vapor de lejos (muchos radios de partículas fuera) a la superficie. El transporte de vapor se produce principalmente a través de la difusión molecular, tal vez aumentada por el flujo medio de aire alrededor de la partícula, al tiempo que se sedimenta bajo la influencia de la gravedad. Esta difusión del vapor, la migración al azar de moléculas de agua entre los mucho más numerosos constituyentes del aire no condensados es descrito por la primera ley de Fick de la difusión, que establece que el flujo neto de moléculas es proporcional al gradiente de concentración [3].

$$\Phi_j = -D_j \nabla n_j, \quad (3)$$

Donde Φ_j es el flujo neto del elemento j y D_j es el coeficiente de difusión.

El segundo paso consiste en procesos a escala molecular en la superficie de las gotas, en donde tiene lugar el cambio real de fase que contribuye al crecimiento de la partícula. La eliminación de vapor de agua de la vecindad inmediata de la partícula establece gradientes en la concentración de vapor que conducen a la difusión de vapor. El calor latente liberado al momento en el que las moléculas de agua se depositan en el líquido calienta la partícula, lo cual calienta el aire adyacente de la partícula y establece los gradientes de temperatura alrededor de la partícula. El tercer paso es el transporte del calor latente liberado afuera de la partícula y hacia el aire entre las partículas de la nube. El transporte de la energía térmica se produce por el proceso a escala molecular de la conducción, que se describe por la primera ley de la conducción de Fourier.

$$\Phi_T = -k_T \nabla T, \quad (4)$$

Donde k_T es la conductividad térmica y T la temperatura.

Cualquier descripción completa del crecimiento debe tomar en cuenta los tres pasos de forma simultánea. La tasa a la que se añade masa a una partícula es, en el caso de crecimiento a partir de la fase de vapor, el flujo neto de las moléculas de agua a la partícula desde el depósito intersticial de exceso de vapor.

1.2.2. CRECIMIENTO POR COLISION-COALESCENCIA

Las partículas que constituyen una nube, una vez que han crecido lo suficiente, a menudo chocan con otras partículas. El crecimiento inicial hace que las partículas de la nube adquieran masa e incrementen la influencia de la atracción gravitacional de la Tierra. Así, las partículas caen cada vez más rápido en relación con el aire en sus entornos inmediatos y en algún momento, ya que las partículas más rápidas superan a partículas más lentas, la inercia es suficiente para hacer que choquen y posiblemente se “peguen” entre sí. El crecimiento de una partícula al coleccionar otras, le da un estado favorable de colector (gracias a su nueva masa y por ende su nueva velocidad de caída). El crecimiento por coalescencia es un importante mecanismo responsable de la creación de partículas de lluvia. Las partículas que crecen a partir del vapor lo hacen como miembros individuales de la nube, pero las partículas en crecimiento por la recolección siempre implican pares. Cuando ambos miembros de un par de interacción son líquidos, el proceso se denomina **colisión-coalescencia**. La gota más masiva ("colector") de un par líquido-líquido se acumula una o más gotas pequeñas, a causa de la diferencia en sus velocidades de caída, y conduce al crecimiento del colector a expensas de las gotas recogidas. Colisión-coalescencia es el mecanismo básico por el cual se desarrolla la lluvia en nubes calientes, aquellas en las que el hielo no desempeña ningún papel importante.

Cuando al menos uno de los pares que interactúan es sólido (hielo), la situación se complica por el abanico de posibilidades. Cuando la temperatura está por debajo del punto de fusión (nominalmente $T < 273.15\text{K}$), cristales de hielo relativamente grandes (que pudieron haber crecido por deposición de vapor) pueden chocar con gotas de nube superenfriadas que se congelan muy rápido al contacto con la superficie del hielo. Este proceso de **acrección** lleva en un principio a partículas de hielo ligeramente acrecentadas y, a la larga, en una partícula de hielo que tiene “pegada” una o varias gotitas congeladas que se le conoce como: *graupel* y, con las condiciones adecuadas, a granizo. Si la situación se invierte, de modo que una gota superenfriada relativamente grande (que puede haber crecido por colisión-coalescencia) recoge un pequeño cristal de hielo, resulta en una gota congelada, con poca evidencia del cristal de hielo original. Este proceso se llama **nucleación por captura** porque la partícula líquida es convertida a una de hielo; ésta no es ni una nucleación homogénea ni heterogénea, ya que por sí mismas la nucleación por captura no conduce a nuevas partículas de hielo. Por último, la colección de pequeños cristales de hielo por un cristal de hielo más grande se denomina **agregación**, es el proceso responsable de muchos de los copos de nieve de las tormentas de invierno. El crecimiento por colección que involucra hielo es responsable de la precipitación de las nubes frías. Colisiones hielo-hielo que no conducen al crecimiento, pueden desempeñar un papel importante en la electrificación de las nubes. En todos los casos, el resultado de las colisiones depende de los movimientos relativos de las partículas implicadas [2].

Entonces, las partículas que conforman una nube pueden ser sólidas, líquidas o una mezcla de ambos estados de la materia. Nubes conformadas únicamente de gotas líquidas se les llama nubes

"calientes", mientras que las nubes que tienen partículas de hielo, se les llama nubes "frías". Estos términos probablemente surgieron de una idea general de que existe agua líquida a temperaturas relativamente altas (por encima de 273.15K) y de que el hielo se puede formar sólo a temperaturas más bajas. Sin embargo, la distinción entre "calientes" y "frías" gira en torno al estado de fase de las partículas, no a la temperatura. Algunas partes de una nube "fría" pueden contener gotas líquidas, que se las llama regiones mixtas.

1.2.3. NUBES CALIENTES

Las nubes calientes, contienen gotitas líquidas de muchos tamaños y concentraciones diferentes como se muestran en la *tabla 1.1*.

Tabla 1.1. Diámetros y concentraciones típicas de los diferentes tipos de gotitas que se encuentran en una nube caliente.

Nombre	Diámetro [μm]	Concentración [n/cm^3]
Gotita de niebla/ nube	2-20	1000
Gota de llovizna	200	1
Gota de lluvia	2000	0.001

Existen muchas más gotas de llovizna o gotitas de nube que gotas de lluvia. De hecho, la concentración de gotas (gotitas) es inversamente proporcional a su tamaño (diámetro), lo que sugiere que las gotas grandes de hecho se forman a partir de las gotas más pequeñas conservando la masa total de agua líquida en un volumen dado de aire [3]. Nótese que la concentración de gotitas de nube y de niebla son muy parecidas, esto no es coincidencia ya que su concentración es comparable con la de los CCN. Incluso, la microestructura de las nubes calientes, así como la eficiencia con la que las nubes desarrollan lluvia, depende fuertemente de las concentraciones de CCN. A un nivel cuantitativo, la microestructura de una nube caliente está descrita por la forma en que las gotitas de nube se distribuyen en tamaño. Tales "espectros de gotas" nos dicen cuántas gotas de qué tamaño están presentes. Los espectros de gotas suelen determinarse empíricamente, por ejemplo, al volar a través de una nube, y el muestreo de las gotas con instrumentos especiales colocados en la superficie terrestre.

1.2.4. NUBES FRIAS

Por definición, las nubes frías contienen hielo; y estas partículas rara vez son esféricas ya que la rigidez del estado cristalino les impide responder a la fuerza que hace que las pequeñas gotas líquidas sean esféricas: *la tensión superficial*. La microestructura de las nubes frías es, por lo tanto, más complicada de lo que es la de las nubes calientes. Además de especificar el tamaño de las partículas, hay que describir sus formas.

Una nube cambia en respuesta a las velocidades relativas de los procesos responsables de la pérdida de condensación. Un enfriamiento continuo causado por la pérdida neta de radiación, expansión

adiabática y/o advección de humedad añade condensación. Por el contrario, el calentamiento radiativo, la compresión adiabática, la mezcla del el aire seco atmosférico y la precipitación eliminan condensación. Las tasas de calentamiento radiativo son determinadas por una combinación de características macro y microscópicas de la nube.

1.3. CLIMATOLOGÍA DE LLUVIA EN LA CIUDAD DE MÉXICO

El clima de México está influenciado por la posición y fuerza de los sistemas de alta presión del Atlántico norte, por los del noreste del Océano Atlántico [4], y por la ubicación de la zona de convergencia intertropical que se extiende al sur del país. Mientras que los vientos alisos prevalecen durante el semestre centrado en el verano, la penetración de masas de aire polares continentales de América del Norte dominan en el invierno y la primavera, dando lugar a un marcado descenso de la temperatura en la mayor parte del país. Los efectos de la introducción de aire frío son evidentes en las tierras altas del norte y centro del país, como también en las costas del Golfo de México y la Península de Yucatán, donde se les llama “nortes”, produciendo intensas precipitaciones en las tierras bajas y precipitación en las montañas del centro-norte de México.

El carácter del régimen de lluvias en las partes central y sur del país es tal que, por lo general, hay dos máximos: uno en junio y otro en septiembre. Mientras tanto, julio y agosto muestran una disminución de la actividad convectiva, conocido como canícula o la sequía de verano. Esta variación bimodal de lluvias parece ser el resultado de cambios en la intensidad de los vientos de bajo nivel durante julio y agosto que sopla sobre una región de agua caliente fuera de la costa del Pacífico del sur de México, conocida como la “piscina de agua caliente”, donde la actividad convectiva es intensa. Es probable que las variaciones de cobertura de nubes modulen la temperatura de la superficie del mar de estas aguas cálidas. Después de la aparición del monzón de verano en torno a mayo-junio, la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Oriental disminuye alrededor de 1°C, debido a la interceptación de radiación solar por el aumento de la nubosidad y fuertes vientos del este. Tales cambios de temperatura superficial del mar dan como resultado una disminución sustancial en la actividad convectiva profunda durante julio y agosto en la región [5].

Para la cuenca de México, la zona con un menor número de días de lluvia es la norte, la cual registra un menor número de días de lluvia debido a la sombra pluviométrica de la Serranía de Guadalupe, y desalienta la precipitación del lado del sotavento (sur) la misma. En cambio, las partes montañosas del oriente y sur-poniente son aquellas con más días con presencia de precipitación. El granizo presenta con una mayor intensidad y frecuencia en la zona poniente y en el pie monte, donde las nubes son impulsadas a desarrollarse más al subir por las pendientes de las montañas, formando una especie de corredor que va desde el cerro del Ajusco hacia las delegaciones Álvaro Obregón, Tacubaya, Naucalpan y Tlalnepantla. En esta área, se registran en promedio de seis a veinte granizadas al año. Hacia el oriente de la capital, este fenómeno, -aunque menos frecuente (menos de tres por año)-, es igualmente intenso: destruye plantas de cultivo, áreas verdes; derriba ramas de árboles que cortan la energía eléctrica, provocando caos vial. También hay ocurrencia de niebla en la Ciudad de México, siendo la zona norte, la correspondiente a la planicie que antes fuera zona lacustre y donde se ubica el aeropuerto internacional los lugares donde se presentan mayores eventos de niebla. Aquí la presencia de un gran cuerpo de agua ha contribuido a aumentar la frecuencia de las nieblas en dicho lugar. Si bien la presencia de niebla en

esa área origina problemas de tráfico aéreo, las ventajas de tener un lago artificial que constituye un refugio donde llegan a invernar miles de aves migratorias [5].

1.4. IMPORTANCIA DE LA MEDICIÓN DE PRECIPITACIÓN

Las previsiones meteorológicas se basan en ecuaciones matemáticas complejas donde las variables se determinan a través de observaciones tales como la cantidad la intensidad y de precipitación. Las mediciones de intensidad de la precipitación son de gran importancia debido al rápido incremento en la necesidad de interpretar los patrones de lluvia, el modelado de evento de lluvia y las previsiones. Estas mediciones son de suma importancia para la predicción del tiempo, ya que los aspectos y aplicaciones se basan en el análisis de las matrices de intensidad de las precipitaciones que se registran en intervalos muy finos en el tiempo como: las aplicaciones diarias de la meteorología e ingeniería y la investigación de la evolución de los acontecimientos que ocurren de nivel local a escala regional [6].

La medición de la precipitación a escala mundial es vital para la cuantificación del ciclo global del agua. Los radares meteorológicos son excelentes instrumentos (dentro de su cobertura) para medir la distribución de la precipitación, éstos utilizan el corrimiento de frecuencia Doppler y la doble polarización (horizontal y vertical), que permite, diferenciar entre el tamaño característico de las gotas [7]. Los satélites meteorológicos que usan la detección a distancia, basada en la radiación electromagnética, son el único recurso para medir la precipitación sobre la gran mayoría de los océanos [6].

No obstante, la observación de la precipitación no es directa, ya que es muy variable, por lo tanto, las características de la precipitación también varían mucho entre las diferentes regiones, por lo que hace que las recuperaciones sean más complejas, tanto espacial como temporal. Sin embargo, ni radares ni satélites miden directamente la precipitación. En cambio, las precipitaciones se estiman a partir de sus cantidades medidas. Dado que, en una estimación se requiere de la validación de los datos obtenidos, o la comprobación de la exactitud de los mismos, necesitamos mediciones de pluviómetro con el que podemos validar el radar meteorológico y la estimación de precipitaciones por satélite. Como la mayor parte del agua potable llega a la tierra en forma de lluvia, los pluviómetros son el recurso directo para medir la precipitación.

La energía cinética de las gotas de lluvia es fundamental para la erosión del suelo y estudios sobre la limpieza de contaminantes. Las aguas pluviales indican el potencial de las gotas para desplazar partículas normalmente unidas a una superficie, haciendo que las partículas del suelo entren en los flujos de agua superficial, erosionándola [8]. El estudio y la medición de la precipitación nos ayudan a entender los procesos microfísicos que son clave para determinar cómo el aerosol atmosférico afecta a las propiedades ópticas y tiempos de vida de las nubes (cruciales para el clima de la Tierra), la forma en que el vapor de agua se convierte finalmente en precipitación, y cómo se forman los rayos.

1.5. PLAN DE LA TESIS

En el capítulo II se presenta una breve historia de los instrumentos de medición de precipitación y algunos instrumentos de los instrumentos que se usan en la actualidad. Ya más enfocad, el capítulo III aborda los fundamentos de operación, cómo detecta las partículas de precipitación, así como son desplegados los datos que obtiene el PWS100. En el capítulo IV se muestra la metodología del trabajo y la plataforma donde se ubica el PWS100 y se describe el sitio de muestreo, además, se explica de manera detallada el funcionamiento de los códigos empleados para la lectura, manejo y despliegue de los datos del disdrómetro y finalmente en los capítulos V y VI, se presentan y discuten los resultados y conclusiones de trabajo de tesis.

II

Instrumentación

2.1. PLUVIÓMETROS Y DISDRÓMETROS

La precipitación se mide como la cantidad de agua que llega a un terreno horizontal o el plano de proyección horizontal del suelo de la superficie de la Tierra, y se expresa como la profundidad de agua acumulada, o su equivalente en agua líquida de precipitación sólida. En Meteorología esta "profundidad lineal" se expresa generalmente en unidades de mm/m^2 (volumen / área), o en kg m^{-2} (masa / área). La intensidad de la precipitación, R , se define como la cantidad de precipitación recogida por intervalo de tiempo.

El instrumento más usado y antiguo para la medición de precipitación es el pluviómetro, del cual se tienen registros desde hace más de 2000 años [4], lo cual nos habla de la importancia de esta medición para las culturas. Se tienen registros de mediciones de precipitación con pluviómetros del siglo XIII en China y del siglo XV en Corea, donde, además, se continuaron usando por casi 500 años. Para el siglo XVII, un estudiante de Galileo hizo mediciones de lluvia. Robert Hooke creó su pluviómetro, pero lo más destacado fue la creación del primer pluviómetro que grababa sus mediciones al pinchar tiras de papel, a manos de Sir Christopher Wren. Durante los siglos XVIII y XIX se fueron fijando los estándares para los pluviómetros que se usan en la actualidad [4].

El pluviómetro actual fue desarrollado a principios del siglo XX. Se compone de un embudo de vaciado en un cilindro graduado de 2 cm de radio, que almacena el equivalente a 75 mm de lluvia y se ajusta al centro de un recipiente de 20 cm de diámetro y 50 cm de altura. Al tomarse las mediciones, que deben ser diarias (aunque existen pluviómetros más grandes que permiten la colección semanal o mensual los cuales tienen capacidad de 680 y 1270 mm de lluvia respectivamente), la altura del agua en el cilindro graduado se mide y el exceso de agua que se encuentra en el contenedor grande se vacía en una probeta graduada y se mide la precipitación total. Con estos pluviómetros la colección de datos es manual y por períodos largos, lo que implica que no se puede obtener un valor de la intensidad de precipitación, ni cuántos eventos de lluvia ocurrieron. Uno de los primeros pluviómetros que tenían la capacidad de medir intensidades de precipitación fue el de Jardí [9], el cual consistía en un tambor que gira a una velocidad constante. Éste arrastra una hoja graduada que generalmente cubre un día de medición; tiene en el eje de las abscisas el tiempo y en las ordenadas la altura de la precipitación en milímetros de lluvia. La altura se registra con una pluma que se mueve verticalmente marcando en el papel la precipitación en el tiempo y la pluma es impulsada por una boya que se mueve según la cantidad de precipitación (fig. 2.1).

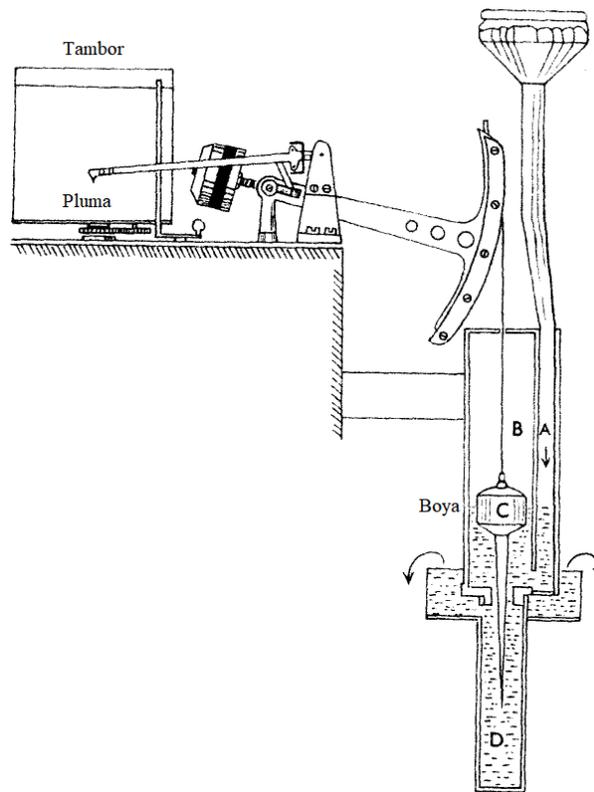


Figura 2.1. Diagrama que muestra las partes esenciales del pluviómetro de Jardí (modificada de Comparison of Jardí and Workman rate-of-rainfall gauges [9]).

Con el mismo principio de registro de datos, pero con diferente forma de adquirirlos, está el pluviómetro de peso, que, en vez de una boya que impulsa la pluma, es el peso del agua que cae sobre el cilindro el que impulsa la pluma.

A pesar de las enormes limitantes de estos instrumentos, éstos se usaron por casi 100 años en muchos países, hasta que se estandarizó el uso de los pluviómetros eléctrico-mecánicos, los cuales pueden recolectar datos continuamente al estar conectados a una computadora. Los pluviómetros electromecánicos más conocidos son el pluviómetro de peso y el de balancín o, por su nombre en inglés, *tipping bucket*. El pluviómetro de peso consiste en una cubeta que se pesa para registrar la masa y mediante un alambre de vibración que está conectado a un registrador de datos. Las ventajas de este tipo de pluviómetro sobre los de balancín son que no subestima las lluvias intensas y se pueden medir otras formas de precipitación, como el granizo o nieve; sin embargo, son más caros y requieren más mantenimiento.

El pluviómetro más común y que se encuentra en todas las estaciones meteorológicas de la UNAM es de balancín Texas Electronics TR-525M. Consiste en un embudo que recoge y canaliza la precipitación hacia un pequeño recipiente similar a un balancín (*fig. 2.2*). Después de que cae una cantidad preestablecida de precipitación, el balancín se balancea y deja caer el agua colectada; en ese momento se envía una señal eléctrica o "clic" y se registra la precipitación.

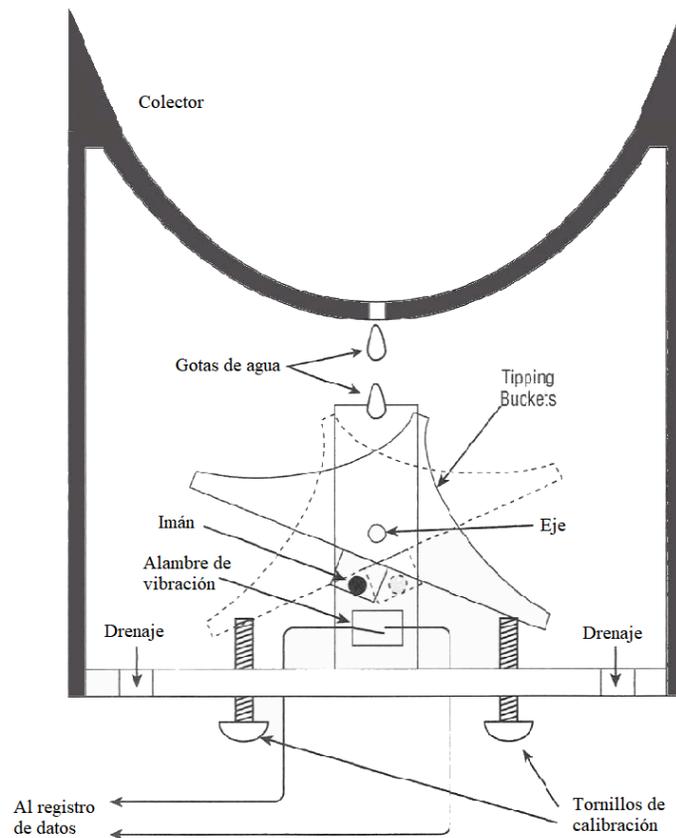


Figura 2.2. Diagrama del pluviómetro de balancín “*tipping bucket*” y sus componentes más importantes (modificada de [10]).

La ventaja con este pluviómetro es que se pueden obtener fácilmente los datos de lluvias, ya que los datos se obtienen contando el número de "clics" en un período de tiempo (usualmente una hora). No obstante, este tipo de pluviómetro no es muy preciso por que la lluvia puede parar antes de que el balancín caiga y no registrar. Si más adelante comienza otro evento de precipitación, puede tomar no más de una

o dos gotas para inclinar el recipiente y esto nos da un error en la medición. Además, suele subestimar la cantidad de precipitación, sobre todo en eventos de nieve, granizo o lluvias muy fuertes. Existen algoritmos de corrección que pueden aplicarse a los datos como un método aceptado de corrección de intensidad de lluvia muy fuerte.

Mediante el estudio de los parámetros físicos característicos de lluvia, es posible obtener una descripción física y dinámica de la lluvia y, por lo tanto, lograr una mayor comprensión de los efectos de su intensidad y energía [11]. Los esfuerzos para aumentar la precisión de los datos sobre el tamaño de las gotas de lluvia han progresado en las últimas décadas. Wiesner describió en 1895 los primeros intentos de medir los tamaños de las gotas de lluvia, cuando publicó la descripción de un método que consiste en el uso de una hoja de papel absorbente cubierto con un colorante soluble en agua y exponerlo a la lluvia durante unos segundos. Después de unas palmaditas al papel, las gotas dejaban marcas permanentes en él a causa de la tinta. Consideraba que el diámetro de las marcas sólo dependía del tamaño de la gota de agua, aunque en realidad dependen del espesor del papel y la velocidad a la que la gota cae en la capa absorbente. Además, la humedad del papel afecta la medición del diámetro, otro problema eran las gotas grandes que atravesaban el papel [11].

Para mejorar la descripción cuantitativa de los procesos de precipitación en los modelos climáticos, para estudiar los procesos de precipitación o para obtener la distribución del tamaño de las gotas de lluvia -microestructura de la precipitación- se necesita un instrumento mucho más preciso. Entre estos instrumentos cabe destacar al espectrómetro óptico bidimensional (OAP-2DP por sus siglas en inglés). El principio de operación puede estar basado en la obstrucción óptica. Estos instrumentos obtienen el tamaño y la velocidad de la partícula al medir la amplitud y duración de la luz láser obstruida que pasa por la zona de medición y es proyectada hacia un detector. Estos espectrómetros usan un arreglo lineal de 32 fotodiodos para estimar el tamaño de la partícula a partir del ancho máximo de la sombra que pasa a través del arreglo con una resolución de 165 μm por diodo. También registra imágenes de rebanadas de la partícula mientras pasa por el volumen de muestreo a un paso dado por un reloj. El reloj también sirve para mantener el tiempo que tarda la partícula en atravesar el arreglo y medir el tiempo que tarda en pasar otra partícula por el arreglo (*fig. 2.3*) [1].

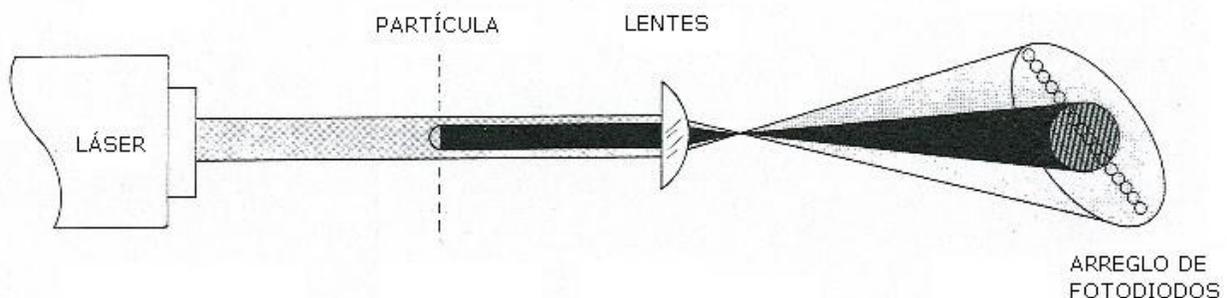


Figura 2.3. Diagrama del espectrómetro óptico que muestra como detecta partículas por medio de la obstrucción óptica (modificada de Knollenberg, R. G. [12]).

Otro tipo de instrumento que nos permite estimar la velocidad de caída y los tamaños de las partículas de precipitación es el disdrómetro. Un disdrómetro, como el utilizado para este trabajo, puede distinguir entre partículas de lluvia, nieve, granizo o aguanieve sin necesidad de un observador humano.

2.2. TIPOS DE DISDRÓMETROS

Dependiendo de su principio de operación, los disdrómetros se clasifican como de impacto (electromecánicos) y ópticos.

2.2.1. ELECTROMECHANICOS

La energía cinética de una gota de lluvia se puede calcular de la combinación de la distribución del tamaño de gota y la velocidad de caída; para estimar dicha energía cinética se usa cualquiera de los métodos acústicos o de desplazamiento.

Los disdrómetros acústicos involucran la generación y grabado de una señal eléctrica vía un sensor piezoeléctrico cuando una gota cae dentro de una membrana especial. Usando la relación entre la energía cinética y el tamaño, esta señal eléctrica es convertida de energía acústica a energía cinética. Las limitaciones a la precisión en la estimación de tamaño de gota usando disdrómetros acústicos surgen debido a la dificultad en la obtención de una respuesta acústica uniforme sobre toda la membrana. También están las dificultades en la medición precisa de las gotas más pequeñas debido a membranas insensibles y por el efecto de la salpicadura. Además, no son capaces de medir las tormentas de alta intensidad debido al ruido de fondo que disminuye la precisión de medición.

El disdrómetro de impacto o desplazamiento opera cuando la gota cae en la tapa del disdrómetro y el movimiento es convertido a un pulso eléctrico por inducción magnética y así se estima el tamaño de la gota de lluvia. No sólo se ha usado inducción magnética, antes se usaban resortes, medidores de deformación o transductores de presión. Aunque este disdrómetro presente grandes ventajas -como cubrir una amplia gama de tamaños de gotas y la habilidad de presentar una medición continua- sus limitaciones incluyen el conteo de gotas, la precisión para medir la velocidad, la energía cinética, intensidad de precipitación y la forma de la gota [3].

2.2.2. OPTICOS

Las tecnologías ópticas (imágenes ópticas o de dispersión óptica) son técnicas de medición de lluvia no intrusivas. Estos métodos no influyen en el comportamiento de la gota, y se han resuelto con éxito los problemas de la salpicadura y el rompimiento de las gotas experimentados por otros métodos de medición.

Los disdrómetros de imagen óptica (2DVD) involucran dos cámaras de movimiento para mostrar la microestructura de las gotas (incluyendo los contornos laterales y frontales de la gota). Los errores de medición que surgen de la deriva de caída causada por el alto diseño de la unidad han dado lugar a modificaciones en el equipo, incluyendo el desarrollo de un modelo para interiores y uno diseñado específicamente para su uso en exteriores [13].

El disdrómetro de dispersión óptica implica la generación de un haz horizontal de luz láser que viaja a un receptor donde se toman las señales eléctricas. Las gotas que pasan a través del área de

muestreo dispersan la luz; esta atenuación causada por el paso de las gotas es convertida en un pulso eléctrico por el receptor, donde es convertido con precisión a la velocidad de la gota. Las evaluaciones de desempeño han sugerido que los disdrómetros de dispersión óptica están limitados a la medición de gotas de tamaños muy grandes y que las mediciones de la intensidad de lluvia fueran inexactas. También se ha encontrado que son sensibles a los efectos del viento. Varios modelos también son capaces de diferenciar con éxito entre sólidos y líquidos, lo que permite su uso en la nieve [4].

III

Disdrómetro Óptico *Present Weather Sensor 100*

3.1. FUNDAMENTOS DE OPERACIÓN

Este capítulo está basado en el Manual de Instrucciones del Present Weather Sensor, PWS100 fabricado por: (Campbell Scientific [14]). El PWS100 es un sensor que usa un láser de diodo con longitud de onda de 830 nm, que cae en el infrarrojo cercano, y una frecuencia de modulación de 96 kHz. El láser es difractado por una rejilla en cuatro haces para medir la cantidad de precipitación con base en la dispersión de luz detectada por medio de dos sensores (fotodiodos con filtros de banda y con una respuesta espectral máxima de 850 nm), lo que permite obtener mayor detalle de las partículas de precipitación. El volumen de medición en capas del PWS100 (*fig. 3.1*), y permite obtener mediciones directas de la velocidad de las partículas que pasan a través de cada hoja de luz a su vez.

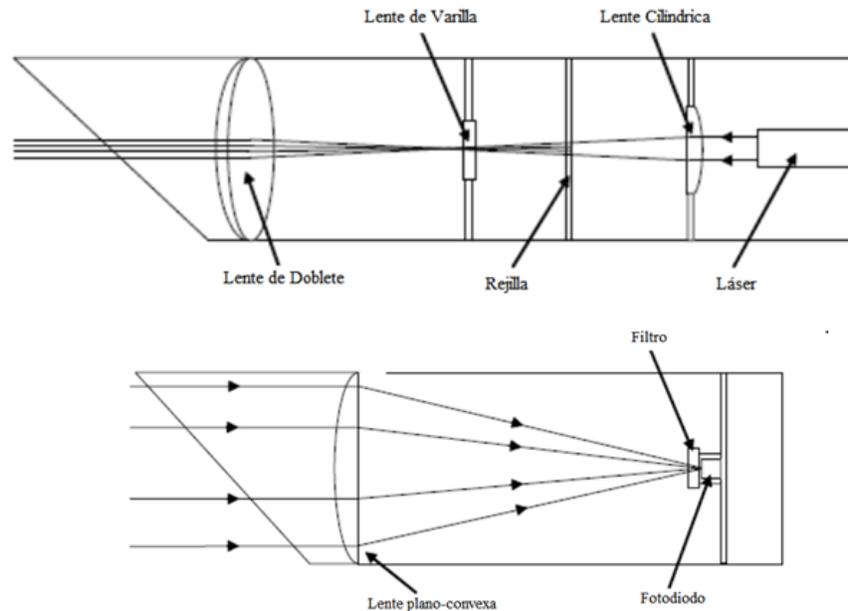


Figura 3.1. Diagrama que muestra el diseño óptico del PWS100. En la figura superior se muestra el láser (830 nm) que es concentrado en la rejilla (que produce los cuatro haces) por una lente cilíndrica. Los cuatro haces pasan por una lente de varilla y una lente de doblete que limitan los efectos de la aberración cromática y esférica. En la figura inferior se muestra una lente plano-convexa que concentra los cuatro haces en el fotodiodo con filtro de banda, los cuales están colocados en los brazos sensores del equipo (modificada de Campbell Scientific, 2012).

El PWS100 puede trabajar en un intervalo de temperatura de -25°C a $+50^{\circ}\text{C}$, lo que le permite hacer mediciones y diferenciar entre diferentes tipos de hidrometeoros (precipitación líquida o sólida) mediante la relación entre velocidad, tamaño y la dispersión de la luz producida por la diferencia de fase de las partículas de agua. El sensor que determina la intensidad de la luz indica el intervalo meteorológico de visibilidad, del inglés: *Meteorological Optical Range, MOR* (0 a 20,000 m con una precisión de $\pm 10\%$), usando la técnica de dispersión frontal, la cantidad de dispersión detectada en el sensor es inversamente proporcional a la cantidad de partículas suspendidas en la atmósfera.

3.2. DETECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE PRECIPITACIÓN

El PWS100 posee un volumen de detección estructurado, el cual consiste en cuatro capas de luz paralelas, cada una con 0.4 mm de profundidad y una separación entre capas de 0.4 mm (*fig. 3.2*). El área de detección es aproximadamente 40 cm^2 , definida por la superposición de los dos detectores que están situados con una desviación de 20° (uno en el plano horizontal y el otro en el vertical) con respecto al eje incidente de la unidad láser. Se puede estimar el volumen utilizado calculando el producto del área

de muestreo (40 cm^2) por la longitud de los cuatro haces (0.4 mm cada uno) y de los tres espacios entre ellos (0.4 mm) y así proveer un preciso análisis estadístico de los eventos.

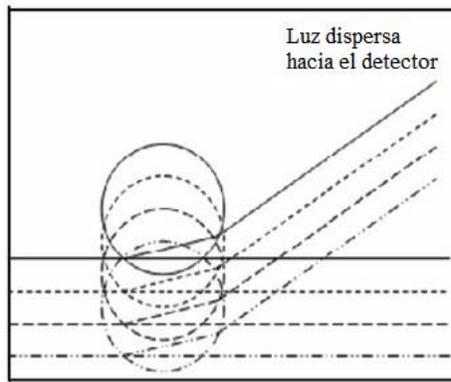


Figura 3.2. Una ilustración simplificada que muestra una medición directa de la velocidad simplemente midiendo el tiempo que una partícula que cae permanece en la región de detección, a medida que pasa a través de hojas de luz sucesivas (modificada de Campbell Scientific, 2012).

Cuando una partícula pasa a través de las 4 láminas de luz, provee una señal característica por medio de autocorrelación sobre la velocidad y el tipo de partícula y, por medio de la correlación cruzada de los dos canales de datos, el tamaño. Para partículas cuya correlación cruzada sea mala (eg., nieve) su tamaño puede ser medido por el análisis de tiempo de tránsito de la partícula o por la amplitud de la señal; debido a la naturaleza gaussiana de la intensidad de las hojas de luz, hay más error involucrado en el tiempo de tránsito o la amplitud de la señal que en la correlación cruzada, la cual es independiente de la intensidad de la señal.

La estructura de las partículas está dada hasta cierto grado por el análisis de la relación entre los registros de máxima dispersión (pico) al cruzar la partícula por los haces de luz y el promedio de los valores alrededor de esos picos (pedestal): Pico/Pedestal. El pedestal de la señal se encuentra al quitar las frecuencias más altas de la señal de partícula; éste es más alto para partículas con una cristalinidad mayor (más sitios de dispersión). Las partículas de agua tienen un pedestal casi nulo comparado con el pico de señal mientras que la nieve tiene un pedestal grande comparado con su señal de pico (*fig. 3.3*).

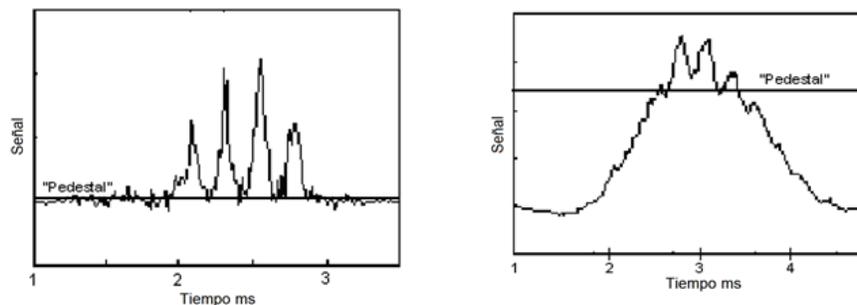


Figura 3.3. Dispersión de la señal provocada por el paso de una gota de lluvia. (panel derecho) y por el paso de un copo de nieve (panel izquierdo).

El análisis separado de eventos de nieve y lluvia/llovizna muestran que existe una mínima superposición en la relación entre el pico de la señal y el pedestal para las partículas tanto sólidas como líquidas, aunque los valores de la llovizna se extienden hacia los valores de la nieve y los “granos” de nieve hacia los valores de la precipitación líquida (*fig. 3.4*).

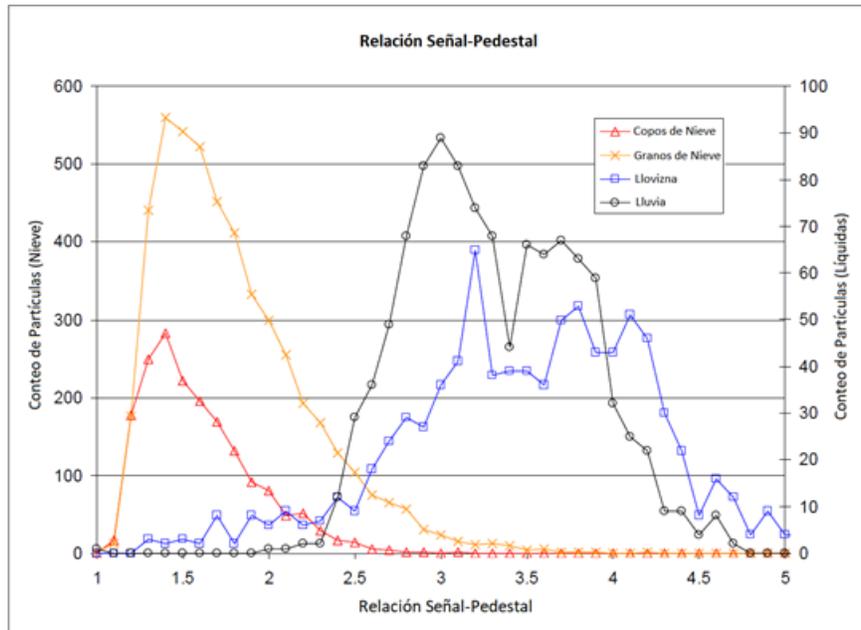


Figura 3.4. Valores de la relación señal / pedestal para diferentes tipos de precipitación. Representa dos eventos separados, uno que comprende copos y “granos” de nieve y otro representa una mezcla entre lluvia y llovizna (modificada de Campbell Scientific, 2012).

Cada tipo de partícula que identifica el PWS100 (llovizna, llovizna helada, lluvia, lluvia helada, granos de nieve, copos de nieve, gránulos de hielo, granizo y graupel) tiene tablas de tamaño contra velocidad, las cuales están basadas en valores derivados de estudios previos realizados por Campbell Scientific Ltd, otras organizaciones e institutos de investigación [15].

El equipo puede ser programado para el despliegue de datos de diámetro de la partícula (mm) y la velocidad de la partícula ($m s^{-1}$) según ciertas “clases” o intervalos. El PWS100 puede registrar en 20, 32 o 34 diferentes clases. Para este trabajo, el PWS100 registró 34 diferentes clases (*tablas 3.1*) y resetea el contador **cada minuto**. En el momento que una partícula es asignada a su clase de tamaño y velocidad, las asigna a una posición en el archivo (que crea el equipo), esta posición corresponde a un tamaño y a una velocidad que, al tener 34 clases, son 1,156 las posiciones a la que puede ser asignada la partícula de precipitación, entonces se crea por minuto, una hilera de al menos 1,156 datos que, además cuenta con la información de: periodo de muestreo, identificación del equipo, visibilidad, acumulación e intensidad de precipitación *R*.

Tablas 3.1. Clases y el ancho de clases para el diámetro y velocidad de las partículas.

Clase del diámetro de partícula		
Clase	Diámetro [mm]	Ancho de la clase [mm]
1	0.00	0.1
2	0.10	0.1
3	0.20	0.1
4	0.30	0.1
5	0.40	0.1
6	0.50	0.1
7	0.60	0.1
8	0.70	0.1
9	0.80	0.1
10	0.90	0.1
11	1.00	0.2
12	1.20	0.2
13	1.40	0.2
14	1.60	0.2
15	1.80	0.2
16	2.00	0.4
17	2.40	0.4
18	2.80	0.4
19	3.20	0.4
20	3.60	0.4
21	4.00	0.8
22	4.80	0.8
23	5.60	0.8
24	6.40	0.8
25	7.20	0.8
26	8.00	1.6
27	9.60	1.6
28	11.20	1.6
29	12.80	1.6
30	14.40	1.6
31	16.00	3.2
32	19.20	3.2
33	22.40	3.2
34	25.60	74.4

Clase de la velocidad		
Clase	Velocidad [m s ⁻¹]	Ancho de la clase [m s ⁻¹]
1	0.00	0.1
2	0.10	0.1
3	0.20	0.1
4	0.30	0.1
5	0.40	0.1
6	0.50	0.1
7	0.60	0.1
8	0.70	0.1
9	0.80	0.1
10	0.90	0.1
11	1.00	0.2
12	1.20	0.2
13	1.40	0.2
14	1.60	0.2
15	1.80	0.2
16	2.00	0.4
17	2.40	0.4
18	2.80	0.4
19	3.20	0.4
20	3.60	0.4
21	4.00	0.8
22	4.80	0.8
23	5.60	0.8
24	6.40	0.8
25	7.20	0.8
26	8.00	1.6
27	9.60	1.6
28	11.20	1.6
29	12.80	1.6
30	14.40	1.6
31	16.00	3.2
32	19.20	3.2
33	22.40	3.2
34	25.60	74.4

Cuando dos partículas no pueden ser diferenciadas o caen fuera de los intervalos de partículas naturales (e.g., su velocidad es muy alta para su tamaño o copos de nieve cayendo a altas temperaturas), o en el caso de dos partículas que se superponen en el camino óptico, entonces se clasifican como desconocidas. El tamaño y velocidades de las partículas desconocidas son excluidos de los cálculos estadísticos, pero, con al menos una partícula detectada, la intensidad de precipitación y mediciones totales son corregidas al agregar una partícula extra con las características promedio de las partículas bien registradas cayendo en ese momento.

Se clasifica como error cuando varios de los controles de calidad resultan sospechosos (e.g., la partícula se mueve hacia arriba, hay mucho ruido en la señal, la partícula cayó por el filo del volumen de medición). En general, es muy probable que las partículas con clasificación errónea no existan. Por lo tanto, no son contempladas en los cálculos estadísticos ni se hacen correcciones para las intensidades de precipitación. Durante una medición normal, una fracción de partículas desconocidas y erróneas van a ser contadas: las proporciones de estas partículas pueden aumentar con el tipo de precipitación y las condiciones del tiempo (eg., lluvias muy fuertes o en presencia de mucho viento).

3.3. INTENSIDAD Y ACUMULACIÓN DE PRECIPITACIÓN

La intensidad de precipitación se estima en función del volumen de todas las partículas detectadas por el instrumento en un período de tiempo definido y se expresa en unidades de mm h^{-1} . Para evitar reportar precipitación falsa, el sensor no reporta la detección de partículas al inicio de un evento sino hasta que se supera un límite de ~ 3 partículas por minuto. Sin embargo, la medición de acumulación e intensidad de precipitación están sujetas a algunas suposiciones, como es común con la mayoría de los detectores ópticos de lluvia. Como la intensidad de precipitación es calculada a partir de la tasa de precipitación sobre el tiempo de muestreo, existen clases de intensidad de precipitación para diferentes tipos de precipitación. Por ejemplo, una llovizna fuerte puede dar una menor acumulación (por lo tanto, una menor tasa de precipitación) que una lluvia moderada; entonces es necesario observar la tasa de precipitación y tomar en cuenta el tipo de distribución de dichas partículas. En la *tabla 3.1* se encuentra el estándar de diferentes tipos de intensidad de precipitación para diferentes tipos de precipitación.

Tabla 3.1. Intensidades de Precipitación		
Variable	Intervalo	Intensidad
Llovizna	$i < 0.1 \text{ mmh}^{-1}$	Ligera
	$0.1 \text{ mmh}^{-1} < i < 0.5 \text{ mmh}^{-1}$	Moderada
	$i > 0.5 \text{ mmh}^{-1}$	Fuerte
Lluvia	$i < 2.5 \text{ mmh}^{-1}$	Ligera
	$2.5 \text{ mmh}^{-1} < i < 10.0 \text{ mmh}^{-1}$	Moderada
	$i > 10.0 \text{ mmh}^{-1}$	Fuerte
Nieve	$i < 1.0 \text{ mmh}^{-1}$	Ligera
	$1.0 \text{ mmh}^{-1} < i < 5.0 \text{ mmh}^{-1}$	Moderada
	$i > 5.0 \text{ mmh}^{-1}$	Fuerte

La acumulación se calcula en milímetros sobre un período de tiempo específico al sumar el volumen de todas las partículas de precipitación cayendo a través del área de muestreo. Al igual que la intensidad de precipitación, la acumulación también está sujeta a los mismos errores en presencia de fuertes vientos. La medida de acumulación para la nieve está basada en el contenido de agua líquida de dichas partículas. La acumulación puede estimarse como el equivalente de lámina acumulada del agua y no la profundidad de la nieve, la cual requiere más conocimiento sobre las estructuras de empaquetado, efectos del viento, temperatura de superficie, tipo de suelo y de otros parámetros relacionados a la profundidad de la nieve. La relación de la acumulación del agua a la profundidad de la nieve va a ser menor que la del contenido de agua líquida de nieve y es típicamente del orden de 0.1. Como las condiciones locales determinan los valores que se deben usar, es imposible dar una profundidad de nieve precisa con el PWS100; por lo tanto, sólo se dan valores del contenido de agua líquida equivalente de la nieve para las partículas pasando por el volumen de muestreo.

IV

Metodología

4.1. COLECCIÓN DE DATOS

4.1.1. RUOA (Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos)

La Universidad Nacional Autónoma de México, con el motivo de impulsar la investigación y la docencia de las ciencias atmosféricas en el país, establece la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA). A través de la interdisciplina y la cooperación institucional, este proyecto busca proveer de información atmosférica relevante y confiable para estudiar los problemas emergentes que enfrenta el planeta en materia de contaminación atmosférica, cambio climático, recursos hídricos, seguridad alimentaria, etc., y así poder dar soluciones a dichos retos.

Los observatorios de la RUOA cuentan con una base de sensores meteorológicos y de calidad del aire. En particular, los observatorios Ciudad Universitaria, Juriquilla, Altzomoni y en las Estaciones Biológicas de Los Tuxtlas y Chamela, cuentan con disdrómetros ópticos del tipo PWS100. Los datos que se generan del proyecto de la RUOA son abiertos y se encuentran disponibles a la comunidad científica y al público en general a través del sitio web de la RUOA. <http://www.ruoa.unam.mx/index.php?page=home>

4.1.2. Sitio y período de muestreo

El Observatorio Atmosférico Altzomoni se encuentra en el Parque Nacional Izta-Popo en Amecameca de Juárez, Estado de México, México, aproximadamente 65 km al sureste de la Ciudad de México y a una altitud de 3,985 m sobre el nivel medio del mar (*figura 4.1*). El observatorio tiene instalados instrumentos que tienen la capacidad de medir, rapidez de viento, dirección de viento, temperatura ambiente, humedad relativa, radiación total, presión barométrica, precipitación, estado del tiempo, así como gases de efecto invernadero, gases criterio y partículas finas, carbono negro y columna vertical de gases.

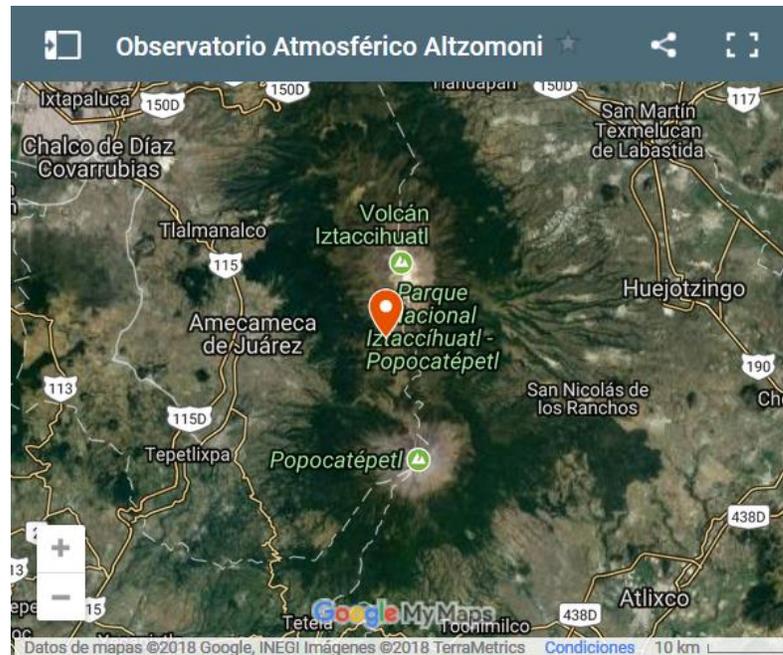


Figura 4.1. Mapa de la ubicación del Observatorio Atmosférico Altzomoni, (captura obtenida de la página web de la RUOA).

Para este trabajo, se utilizaron los datos de: la rapidez del viento, la temperatura ambiente y la precipitación. Los datos de precipitación utilizados como referencia son aquellos del pluviómetro Texas Electronics TR-525. La resolución temporal de los datos es de un minuto.

El presente trabajo abarcó un período de tres meses, desde el 15 de agosto de 2016 al 16 de noviembre de 2016, de los que se obtuvieron 12 eventos que se seleccionaron por su duración e intensidad.

4.1.3. Eventos Tipos

Por la ubicación del sitio de muestreo y la temporada de otoño, los eventos que se presentaron tienen viento de regular (11 m s^{-1}) a moderado (8 m s^{-1}), y temperaturas menores a $8 \text{ }^\circ\text{C}$; por lo tanto, se tiene una amplia gama de datos. Para hacer el análisis, se seleccionaron aquellos eventos de lluvia a los que presentaban una duración mayor de 30 minutos y una intensidad de precipitación mayor a 1 mm/hr . Estas condiciones permiten que el conteo de gotas sea suficiente para que se tenga un buen análisis estadístico.

Se hicieron 4 códigos para el análisis de los datos, donde 3 requieren del trabajo de *Principal* y el código: “*Gráficas de Acumulación*” el cual, como su nombre lo dice, crea una gráfica que compara la acumulación del PWS100 con la del Texas TR-525 a partir de los archivos que arrojan los equipos. Los otros 3 son: *Histograma*, *Mapa de Caracterización* e *Intensidad de Precipitación*, los tres códigos utilizan el archivo “EventoTotal.txt” donde, se crea un histograma del archivo. *Intensidad de Precipitación*, calcula R , integrando la estimación de la masa de las gotas con la densidad del agua = 1. Y *Mapa de Caracterización*, crea un mapa del archivo, donde colorea los recuadros que tengan un valor diferente de 0; las secciones de diferentes colores en el mapa están basadas en [3].

V

Resultados

1. MEDICIONES DE LLUVIA

Ya con los eventos seleccionados, se escogieron algunos periodos de los eventos cuando la acumulación, con base a los datos del TR-525M, es casi constante por un lapso mayor o igual a cinco minutos para hacer un análisis más detallado. La *figura 5.1* despliega los datos de lluvia acumulada durante un evento de precipitación ocurrido el 15 de agosto de 2016 (panel izquierdo). Los datos mostrados corresponden al TR-525M (Texas) y al PWS100. La figura indica que la intensidad del evento era cercana a cero durante los primeros 20 minutos para luego aumentar, durante el periodo de mayor intensidad, el incremento de la acumulación fue casi lineal durante 13 minutos y poco a poco fue disminuyendo hasta la conclusión del evento.

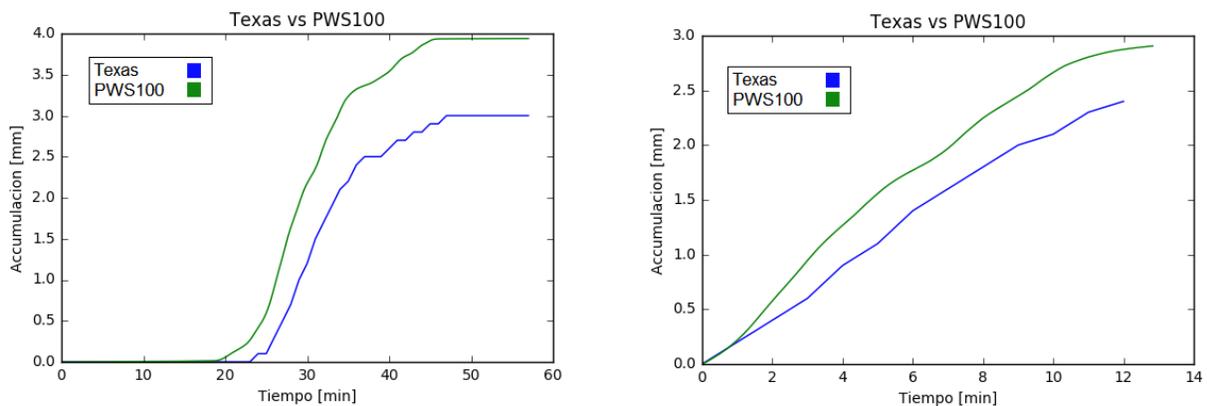


Figura 5.1. Comparación de la acumulación registrada entre el PWS100 y el pluviómetro TR-525M para el evento del 15 de agosto de 2016 (*Izquierda*). El diagrama de la derecha muestra un lapso de 13 minutos (del mismo evento) donde el incremento en la acumulación es constante.

Una vez seleccionado el periodo, se obtuvieron los datos de viento, temperatura y lluvia acumulada de cada evento de la estación meteorológica, y se calculó la intensidad de precipitación, R , para el pluviómetro (*tabla 5.1*). En el caso del disdrómetro, R_{masa} se calculó estimando el volumen total de las gotas detectadas por el instrumento. usando la siguiente ecuación: $R = \frac{1}{\text{área} \cdot \text{tiempo}} \sum_{i=1}^n n_i D_i^3$, donde n_i es el número de gotas observadas en la categoría i y D_i es el diámetro medio correspondiente. Se calculó un histograma del número de gotas detectadas en función de su velocidad, expresado en función del diámetro equivalente de la gota (diámetro de una partícula esférica de agua con una masa equivalente a la de la gota detectada) del evento del 15 de agosto de 2016 que presentó una temperatura promedio de 5 °C y una velocidad de viento promedio de 4.9 m s⁻¹ durante el periodo de 13 minutos. De acuerdo con la *fig. 5.2*, la mayoría de las gotas detectadas tienen un rango de velocidad entre 0.7 m s⁻¹ y 1.9 m s⁻¹ y hay pocas partículas con velocidades mayores a 2.0 m s⁻¹.

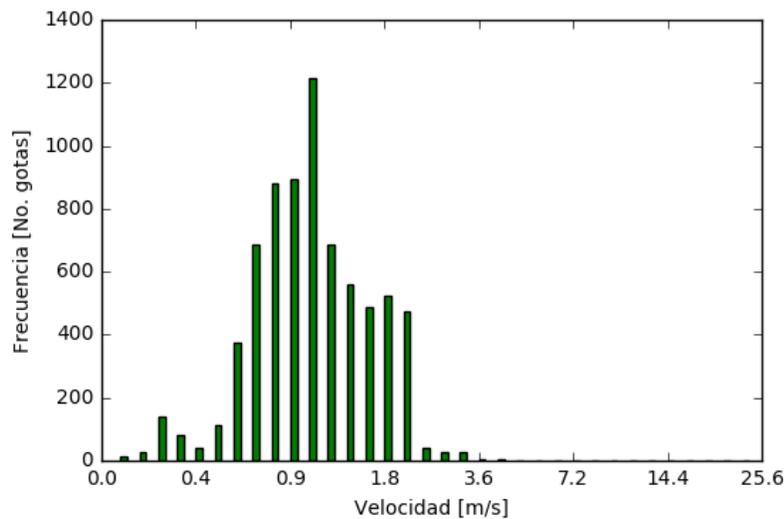


Figura 5.2. Histograma para el periodo de las 18:42 con duración de 13 minutos del evento del 15 de agosto de 2016, muestra la distribución del número total de gotas observadas en función de su velocidad.

También se hizo un mapa de caracterización de precipitación, donde se clasifica la precipitación en términos de: lluvia, llovizna, granizo, graupel y nieve (*fig. 5.3*), en el mapa se crearon diferentes secciones delimitadas por el tamaño y velocidad de caída de los hidrometeoros, estos se refieren a los diferentes tipos de precipitación antes mencionados, diferenciados por un color dado; los tamaños y velocidades de caída de las diferentes partículas de precipitación se basaron del capítulo 10 (pp. 361-446) de Pruppacher y Klett [3]. También se usaron imágenes de la estación durante los periodos de precipitación (*fig. 5.4*) que, con base en la foto, indican que se trata de un evento de precipitación líquida pues se puede apreciar que hay presencia de agua en la lente de la cámara.

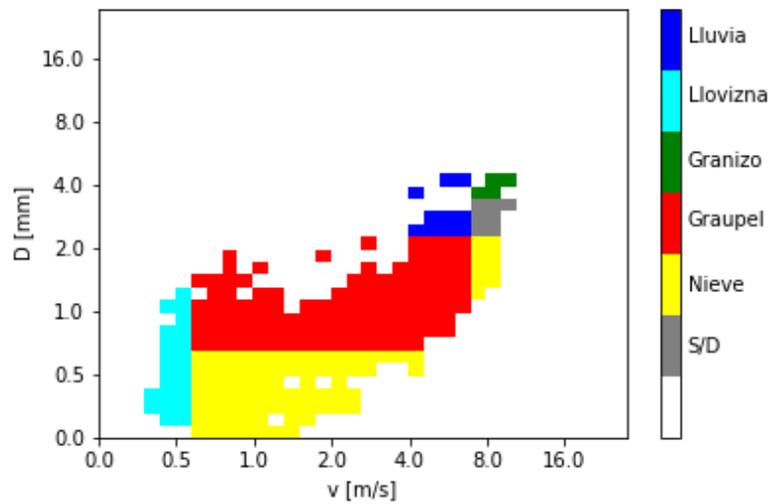


Figura 5.3. Mapa de caracterización de precipitación del evento del 15 de agosto de 2016. Muestra los tipos de precipitación según su tamaño y su velocidad de caída.



Figura 5.4. Imagen del observatorio atmosférico de la RUOA durante el evento del 15 de agosto de 2016 a las 18:44. En primer plano, al PWS100 y, en el fondo, señalado con un triángulo, el pluviómetro Texas.

Tabla 5.1. Resultados de intensidad de precipitación, viento, acumulación y temperatura de los lapsos seleccionados de los eventos seleccionados. Las R estimadas para cada instrumento son (R_{Tex} se refiere a pluviómetro Texas TR-525M, R_{PWS100} al reportado por el disdrómetro PWS100 y la R_{masa} es la que se obtuvo por medio de un código y tomado en cuenta la masa equivalente de una gota de agua esférica).

Fecha	Hora de inicio	Temperatura Promedio [°C]	Duración [min]	R_{Tex} [mm/hr]	R_{PWS100} [mm/hr]	R_{masa} [mm/hr]	Viento [$\pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$]	Acumulación TR-525M [mm]
15-08-2016	18:42	5.0	13	11.1 \pm 3.3	13.4 \pm 1.3	19.24 \pm 0.6	4.9	2.4
15-08-2016	19:42	4.7	14	9.0 \pm 2.7	13.7 \pm 1.4	19.83 \pm 0.6	5.0	2.1
16-08-2016	16:19	6.0	16	3.0 \pm 0.9	3.1 \pm 0.3	5.01 \pm 0.2	3.7	0.8
25-10-2016	17:35	2.9	4	4.5 \pm 1.4	4.0 \pm 0.4	7.01 \pm 0.2	6.3	0.3
02-11-2016	19:57	2.6	6	3.0 \pm 0.9	2.7 \pm 0.2	4.12 \pm 0.1	4.1	0.3
03-11-2016	16:12	5.2	5	4.8 \pm 1.4	6.2 \pm 0.6	9.72 \pm 0.3	2.1	0.4
03-11-2016	18:00	4.0	6	21.0 \pm 6.3	32.0 \pm 3.2	43.41 \pm 1.3	8.2	2.1
09-11-2016	15:17	0.8	21	0.0\pm0.0	8.8\pm0.9	26.08\pm0.8	8.2	0.0
09-11-2016	18:31	2.1	6	2.0 \pm 0.6	0.9 \pm 0.1	1.33 \pm 0.04	2.7	0.2
10-11-2016	01:55	2.0	5	3.6 \pm 1.0	2.6 \pm 0.3	4.17 \pm 0.1	6.4	0.3
10-11-2016	03:25	1.8	25	1.0 \pm 0.3	0.7 \pm 0.1	1.80 \pm 0.05	8.4	0.4
16-11-2016	11:40	2.2	31	1.7 \pm 0.5	1.44 \pm 0.1	1.97 \pm 0.06	5.0	0.9

En la *figura 5.2* se puede notar que la mayoría de las gotas caen con velocidades aproximadas a 1.2 m s^{-1} . Con esto se hizo un estudio más detallado de este evento para comprender mejor este comportamiento y para hacer una comparación con los demás eventos. Las incertidumbres que se presentaron en la tabla 5.1 para las 3 intensidades de precipitación (R) son las que proporciona el fabricante (R_{Tex} , 30%, R_{PWS100} , 10% y por propagación de incertidumbres, R_{masa} , 3%). Considerando las incertidumbres de las estimaciones realizadas, las diferencias de los valores de R no son significativas en la mayoría de los casos. No obstante, algunos de los resultados mostrados en la *tabla 5.1* sugieren que existe un comportamiento diferente en un evento en específico (09-11-2016 @ 15:17 resaltado en la tabla), donde se puede apreciar que el TR-525M dejó de registrar intensidad de precipitación, mientras que el PWS100 no. El análisis de este caso en particular es discutido en la siguiente sección.

2. ANÁLISIS DE PRECIPITACIÓN DEL 09 DE NOVIEMBRE

La *figura 5.5* despliega la acumulación de la precipitación del evento estimada con los datos del pluviómetro y del disdrómetro. Con base en la figura, se puede observar que la acumulación es diferente ya que el TR-525M no registra acumulación del minuto 8 al 30, en tanto que el PWS100 registra una elevada acumulación.

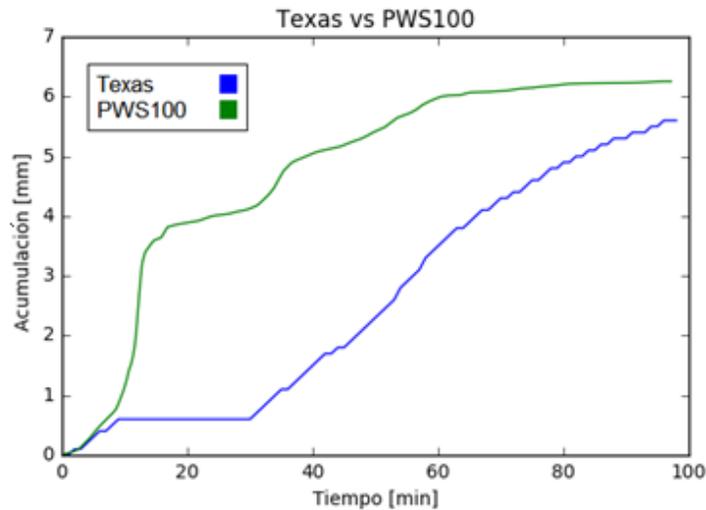


Figura 5.5. Acumulación del evento del 09 de noviembre de 2016.

En el mapa de caracterización mostrado en la *fig. 5.6* se puede notar que el PWS100 detectó partículas con un diámetro mayor a 3 mm cayendo a velocidades muy bajas si las consideramos como partículas en fase líquida. Sin embargo, dichas anomalías de velocidad pueden explicarse si se supone que los hidrometeoros observados son partículas sólidas (cristales de hielo). Esta suposición también explica el comportamiento de la acumulación para el pluviómetro (si la cubeta del instrumento comienza a llenarse de partículas no líquidas, éste no va a registrar nada hasta que las partículas se fundan).

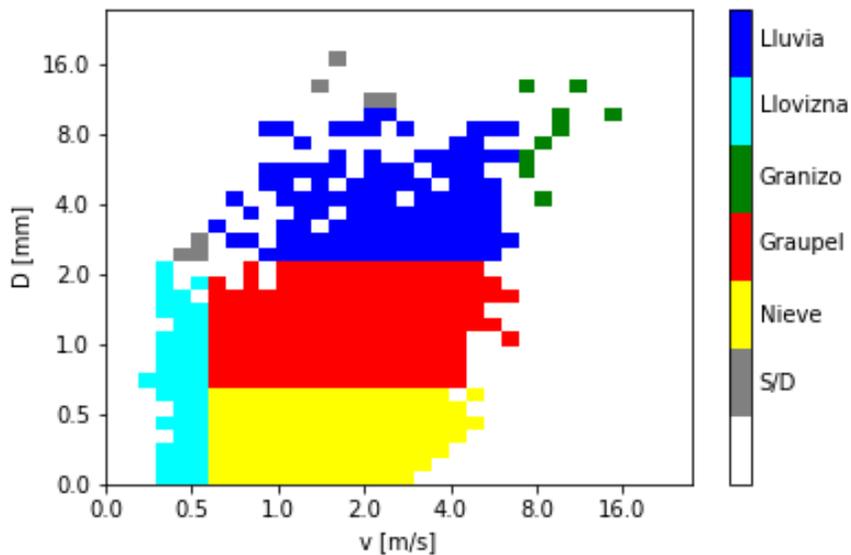


Figura 5.6. Mapa de caracterización de precipitación del evento del 09 de noviembre de 2016.

Las figuras nos sugieren que, a diferencia de un evento de lluvia típica, este periodo no corresponde sólo a una precipitación líquida. Entonces, para su análisis, el evento fue dividido en 3 partes; basándose en los datos del pluviómetro y en las gráficas de la *figura 5.4*. Para su partición se tomaron en cuenta los momentos en que: (1) el pluviómetro está midiendo; (2), el momento en el que registra cero y; (3), el momento en el que comienza a medir de nuevo. De las tres particiones se obtuvieron 5 lapsos (*tabla 5.2*).

En la *tabla 5.2* podemos comparar que las estimaciones de R no concuerdan con un evento estándar de precipitación (líquida). Además, la intensidad calculada usando la masa de las gotas está completamente fuera de proporción (evidente en el periodo de las 15:21) donde, en la *figura 5.7*, podemos ver que la distribución por tamaño de los hidrometeoros es más amplia y la intensidad del viento registrada durante el periodo es muy alta. Estudios previos (Montero et al 2016) mostraron que el viento puede afectar la velocidad de caída de las partículas de precipitación; es más obvio que el viento afecte la velocidad de caída de las partículas menores a 1 milímetro, pero para las más grandes se tiene que analizar con más detalle. Para los casos de gotas más grandes no es tan simple, ya que para esos casos no hay indicios suficientes para indicar que la intensidad del viento horizontal es el único factor que afecta la caída de los hidrometeoros. Sin embargo, la fase del hidrometeoro (hielo o agua líquida) puede explicar el comportamiento observado [3].

Tabla 5.2. Intensidad de precipitación, viento, acumulación y temperatura de las divisiones del evento del 09 de noviembre de 2016.

Fecha	Hora de inicio	Temperatura Promedio [°C]	Duración [min]	R_{Tex} [mm/hr]	R_{pWS100} [mm/hr]	R_{masa} [mm/hr]	Viento [$\pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$]	Acumulación TR-525M [mm]
09-11-2016	15:13	1.4	4	3.0±0.9	4.8±0.5	15.40±0.5	5.5	0.2
09-11-2016	15:21	0.9	7	0.0±0.0	3.7±0.3	27.46±0.8	9.5	0.0
09-11-2016	15:32	0.7	6	0.0±0.0	1.0±0.1	4.52±0.1	7.4	0.0
09-11-2016	15:38	0.5	6	4.0±1.2	5.7±0.6	15.23±0.5	7.4	0.4
09-11-2016	15:44	0.4	15	4.8±1.4	2.4±0.2	4.34±0.1	6.5	1.2

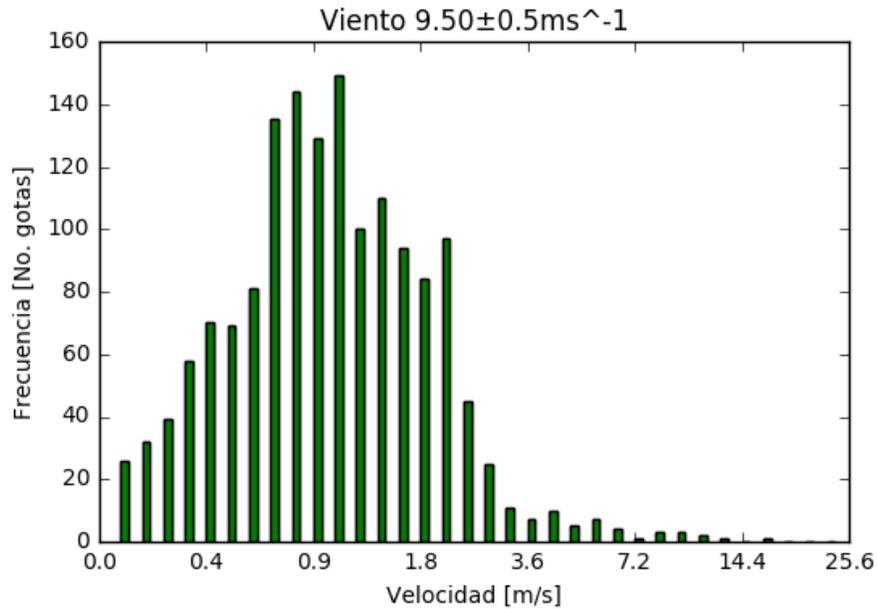


Figura 5.7. Histograma del número total de hidrometeoros en función de su velocidad para el periodo de las 15:21 con duración de 7 minutos del evento del 09 de noviembre de 2016, el valor de viento registrado por la estación es de $9.5 \pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$.

Los datos de viento, temperatura y velocidad de caída de los hidrometeoros con un diámetro mayor a 3 mm (que se asumen como partículas sólidas o parcialmente sólidas) pueden explicar la discrepancia en la estimación de agua acumulada de la *tabla 5.2*. Los cálculos de R_{masa} en el programa suponen que las partículas son esféricas, de agua líquida, y que la estimación de lluvia acumulada a partir del tamaño de los hidrometeoros sea un orden de magnitud mayor sugiere que las partículas no son líquidas en su totalidad, puesto que la densidad de las partículas es menor a la de las gotas. Para ayudarnos a explicar mejor los datos, se tomaron las imágenes de la estación al inicio y durante el momento en el que el TR-525M ya no a registró lluvia y la acumulación del PWS100 se disparó (*fig. 5.8*).



Figura 5.8. Imágenes del observatorio atmosférico de la RUOA durante el evento del 09 de noviembre de 2016. En la imagen superior se ve el inicio del evento a las 14:50; la imagen inferior es el mismo evento, pero a las 15:23, donde se nota la caída de precipitación sólida. Nótese que los paneles solares de la foto superior están limpios y en la imagen inferior se nota una pequeña capa de nieve.

En la *tabla 5.3* se muestran los rangos de velocidad de caída ($\bar{x} \pm \sigma$), donde \bar{x} es el promedio de las velocidades observadas y σ es la desviación estándar, para diversos periodos de precipitación estudiados en este trabajo. En el caso de la velocidad terminal, ésta corresponde a las condiciones de densidad del aire prevalente en el sitio de muestreo. El valor de la incertidumbre corresponde a $0.3 v_t$; valores fuera de este rango indican anomalías que no pueden ser atribuidas a la incertidumbre instrumental (Montero et al 2016). Debe notarse que conforme aumenta la intensidad del periodo, se registra mayor número de gotas de mayor tamaño (solo durante los periodos con mayor R tienen valores de velocidad estadísticamente significativos para los diámetros más grandes). Una comparación sencilla de los valores observados con respecto a la velocidad terminal, la velocidad a la que debe caer una gota líquida a 616 mbar y a una temperatura de 2°C [16] (con su desviación estándar usada sólo para mostrar la dispersión en las velocidades de caída) indica que, para el caso de gotas con $D = 1$ mm, la velocidad de caída cambia al aumentar el viento horizontal. Nótese el evento del 09 de noviembre de 2016, de las 15:21 a las 15:44 (remarcado en negritas), en el cual los hidrometeoros caen a casi la misma velocidad sin importar su tamaño, a diferencia de los demás eventos. Considerando la velocidad del viento y, sobre todo, la temperatura ambiente, se puede sugerir que el tipo de precipitación detectada no es líquida. Además, el software del PWS100 arrojó la bandera de "Nieve moderada" y si observamos la *figura 5.8* se puede ver claramente que hay precipitación no líquida.

Tabla 5.3. La tabla muestra los valores medios de velocidad de caída ($\bar{x} \pm \sigma$) para cuatro categorías de tamaños de partícula en función de la intensidad del viento ordenado de menor a mayor del valor observado durante diferentes lapsos de lluvia.

Fecha	Hora de inicio	Duración [min]	Viento [m s ⁻¹]	Temp. [°C]	R PWS100 [mm/hr]	1 mm 4.75±1.4 [m s ⁻¹]	2 mm 7.83±2.4 [m s ⁻¹]	3 mm 9.80±2.9 [m s ⁻¹]	4 mm 10.88±3.3 [m s ⁻¹]
16-11-2016	12:57	7	0.6±0.2	1.7±0.1	0.6	4.3±0.4	-----	-----	-----
16-11-2016	13:12	8	0.9±0.3	1.9±0.2	1.8	4.6±0.4	6.4±0.5	-----	-----
16-11-2016	12:22	7	1.5±0.3	1.8±0.1	0.4	4.4±0.4	-----	-----	-----
16-11-2016	12:32	9	1.5±0.2	1.8±0.1	1.3	4.4±0.4	-----	-----	-----
16-11-2016	13:29	9	1.6±0.3	2.0±0.2	0.2	3.6±0.3	-----	-----	-----
03-11-2016	16:12	5	2.1±0.2	5.2±0.05	6.2	4.9±0.7	8.6±1.4	8.8	-----
09-11-2016	18:31	6	2.7±0.3	2.1±0.05	0.8	4.5±0.4	-----	-----	-----
16-11-2016	12:11	8	3.1±0.4	1.9±0.1	2.6	4.1±0.6	6.0±0.7	-----	-----
16-08-2016	16:19	16	3.7±1.1	6.0±0.2	3.1	3.8±0.7	5.9±0.6	-----	-----
02-11-2016	19:57	6	4.1±0.9	2.6±0.1	2.7	4.4±1.1	-----	-----	-----
16-11-2016	12:05	5	4.4±0.4	1.8±0.1	2.0	3.4±0.7	-----	-----	-----
09-11-2016	16:11	9	4.5±0.3	1.1±0.1	0.5	5.0±0.5	-----	-----	-----
15-08-2016	18:42	13	4.8±1.8	5.0±0.3	13.4	4.3±1.0	7.3±0.9	8.1±1.1	7.8±1.8
15-08-2016	19:42	14	5.0±1.0	4.7±0.1	13.7	3.4±1.0	6.4±0.6	7.8±0.8	7.2±0.6
09-11-2016	15:13	4	5.3±0.5	1.4±0.1	4.8	3.5±0.7	4.22±0.8	4.3±0.7	6.0±1.8
09-11-2016	16:28	6	5.5±0.3	1.5±0.1	0.3	4.7±0.7	-----	-----	-----
16-11-2016	11:47	9	6.3±0.3	2.2±0.2	0.3	2.8±0.6	-----	-----	-----
25-10-2016	17:35	4	6.3±0.6	3.0±0.1	4.0	4.6±1.3	3.8	-----	-----
10-11-2016	01:55	5	6.4±1.0	2.0±0.05	2.6	2.9±0.6	5.4±1.0	5.4±0.4	-----
09-11-2016	15:44	15	6.7±0.2	0.4±0.1	2.4	3.9±0.6	3.9±1.4	3.9±0.6	3.1±1.4
09-11-2016	15:34	6	7.3±0.3	0.7±0.05	1.0	2.4±0.8	2.8±0.6	2.2±1.0	1.0±0.4
09-11-2016	15:38	6	7.3±0.2	0.5±0.05	5.7	3.5±0.7	3.7±0.6	3.8±0.8	3.3±1.3
03-11-2016	16:34	7	7.4±0.8	5.2±0.05	3.7	3.2±1.2	6.6±0.8	6.0±0.8	-----
03-11-2016	17:30	6	7.7±0.7	5.1±0.1	6.4	3.6±1.2	6.5±1.2	7.5±0.9	-----
03-11-2016	18:00	6	8.2±0.8	4.0±0.1	32.0	3.7±1.3	6.7±1.1	7.7±1.2	6.6±1.5
10-11-2016	03:25	25	8.4±0.6	1.8±0.1	0.7	2.3±0.8	4.8±1.7	-----	-----
09-11-2016	15:21	7	9.2±0.4	0.9±0.1	3.7	1.8±0.7	2.5±0.7	2.6±1.0	2.3±1.3

3. ANALISIS ESTADÍSTICO (CONTRASTE DE MEDIAS)

Con el propósito de establecer si existen las diferencias significativas durante periodos con intensidades de viento altas (viento $> 6 \text{ m s}^{-1}$) y bajas (viento $\leq 6 \text{ m s}^{-1}$) entre las medias de las velocidades de caída altas y bajas, se utilizó el método de contraste de medias con el estadígrafo t-student. Debido a que sólo se detectaron suficientes gotas de 1 y 2 mm de diámetro para algunos periodos, el análisis fue restringido a estos tamaños, se utilizaron dos fórmulas:

$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2| - 0}{\sqrt{\left(\frac{N_1\sigma_1^2 + N_2\sigma_2^2}{N_1 + N_2 - 2}\right)\left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}\right)}} \dots (1) \quad \text{y} \quad t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2| - 0}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{N-1}}} \dots (2)$$

En el caso de las partículas de 1 mm, se usó (1) que corresponde a muestras de distinto tamaño ya que hay más casos de partículas cayendo a menos de 6 m s^{-1} que, a mayor de la misma (16–10), pero para las partículas de 2 mm como se tiene el mismo número de casos (7-7), por lo tanto, se utilizó (2). [17]. Las medias difieren en las velocidades de viento, una media abajo de 6 m s^{-1} y otra arriba (tabla 5.6).

Tabla 5.6. Medias para la velocidad de caída para 2 diferentes tamaños de gotas y diferentes velocidades de viento.

Tamaño (mm)	Medias	
	$< 6 \text{ m s}^{-1}$	$> 6 \text{ m s}^{-1}$
1	$4.3 \pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$	$3.1 \pm 0.6 \text{ m s}^{-1}$
2	$6.5 \pm 1.6 \text{ m s}^{-1}$	$4.9 \pm 1.2 \text{ m s}^{-1}$

Con esto vamos a obtener el valor del estadígrafo t de Student: si el valor del t- Student es alto, tenemos más seguridad, menos probabilidad de error al afirmar la diferencia entre las medias.

Ya con las medias, se procedió a hacer el análisis y se obtuvieron los dos estadígrafos correspondientes para compararlos con el valor crítico correspondiente para los dos tamaños seleccionados. Para gotas de 1 mm, el estadígrafo (t-student) es: $4.35 > 1.71$; y para gotas de 2mm, el estadígrafo (t-student) es: $1.56 < 1.78$.

Por lo tanto, para partículas de precipitación de 1 mm la media de la velocidad de caída observada durante periodos con viento mayor a 6.0 m s^{-1} es significativamente diferente con un valor de confianza del 95% y para partículas de 2 mm la media de la velocidad de caída observada durante periodos con viento mayor a 6.0 m s^{-1} es significativamente diferente con un valor de confianza del 94%.

VI

Conclusiones

En el presente trabajo se reportan los resultados del análisis de los datos de un muestreo de eventos de precipitación. El muestreo se realizó en el Observatorio Atmosférico Altzomoni utilizando un disdrómetro PWS100 y un pluviómetro Texas como apoyo. Se analizaron los datos de 12 eventos de lluvia que tienen una duración e intensidad adecuada para su análisis. Los eventos abarcaron un lapso de tres meses del 2016 (15 de agosto a 16 de noviembre). Para el análisis se desarrollaron códigos en Python para la lectura de los datos obtenidos del PWS100 y para el despliegue de los resultados. Además, se utilizaron imágenes obtenidas durante el acontecimiento de los eventos en el sitio de muestreo y se realizó un análisis estadístico.

Las conclusiones de este trabajo son:

1. El PWS100 presenta un gran desempeño al medir partículas de precipitación, ya sea por su tamaño como su velocidad de caída, como se puede observar en la Tabla 5.5, donde se ve que registra hidrometeoros de diferentes tamaños, cayendo a una velocidad y viceversa, mismo tamaño a diferentes velocidades aun con intensidades de precipitación muy altas (03-11-2016-18:00) o temperaturas bajas y altas velocidades de viento (09-11-2016-15:21).
2. En las mediciones de las gotas de 1 y 2 milímetros, se puede apreciar que, para el tamaño de 1 mm, el viento afecta la velocidad de caída de estas. Para los tamaños de 2 mm se aprecia una diferencia, sobre todo en el evento del 09 de noviembre, pero en ese evento se registraron

temperaturas $\sim 1^{\circ}\text{C}$, por lo que nos puede indicar que hubo precipitación no líquida. De haberse registrado la precipitación no líquida (falta de un observador que se encuentre en la estación durante el evento para su verificación), el equipo se desempeñó correctamente, avisando en su software de la presencia de “nieve” en este caso.

CONSIDERACIONES FINALES

Para mejorar el estudio se necesitan más datos, mediciones y la evidencia física de que hubo presencia de precipitación no líquida para poder decir que el equipo puede distinguir entre gotas de agua y hielo. La región que se encuentra el observatorio es ideal para este estudio, ya que los tipos de precipitación que se presentan pueden ser variados (lluvia, nieve, granizo o mezclas de las anteriores), en comparación de los que ocurren en la Ciudad de México.

Anexo

Principal

```
import csv
from itertools import islice
import numpy as np
import os
with open("PWS_20161103-154730(91-239).dat", newline=") as f:
    reader = csv.reader(f)
    no_val = 'NAN'
    count_lluvia = 0 # Cuanta cuando no hay lluvia.
    event_path = "" # Dirección donde se van a guardar los archivos.
    sum_array = np.zeros((34,34), dtype=int) # Crea una matriz de 34x34 de ceros.
    for row in islice(reader, 4, None): # Aquí se salta las primeras 5 filas.
        if row [8] == "0": # No hay lluvia.
            lluvia = 0 # Es cero si no hay lluvia.
            count_lluvia += 1
        else:
            count_lluvia = 0 # Si hay lluvia, lo hace cero y deja de contar.
            row[0] = row[0].replace('-', ').replace(' ', '-').replace(':', '')
            # Convierte 2015-02-17 01:20:00 a 20150217-012000.

            time = row[0]
            lluvia = 1 # Hay lluvia.
            if row [11] == no_val :
                pass
            else:
                for i in range(34):
                    for j in range(34):
                        if row[(34*i)+11+j].isdigit(): # Si hay valores que no son integers, pass.
                            sum_array[i][j] += int(row[(34*i)+11+j]) # Define la suma de todas las matrices.
                        else:
                            pass
            if event_path == "" and lluvia is 1: # Si no existe una dirección dada.
                event_path = time # Crea una dirección.
            if event_path != "": # Si ya hay una dirección, crea archivos dentro_
                # _de ésta dirección.
                path = event_path
                if count_lluvia is 0:
                    if not os.path.exists(path):
                        os.makedirs(path, mode=0o777)
                    dir = time + ".txt" # Crea archivo 20150217-012000.txt o .dat.
                with open(os.path.join(path,dir), 'w', newline=") as outfile:
                    writer = csv.writer(outfile, delimiter=" ")
                    for i in range(34):
                        writer.writerow(row[(34*i)+11:(34*i)+45])
            if 40 < count_lluvia and lluvia is 0: # Si hay mas de 5 ceros consecutivos_
                if not os.path.exists(path): # _40 si es cada 10s el despliegue de datos.
```

```

    os.makedirs(path, mode=0o777)
    dir_tot = "EventoTotal.txt" # Crea archivo EventoTotal.txt o .dat.
    with open(os.path.join(path,dir_tot), 'w', newline="") as outfile:
        writer = csv.writer(outfile, delimiter=" ")
        writer.writerows(sum_array)
    sum_array = np.zeros((34,34), dtype=int) # Hace todo cero.
    event_path = "" # Cierra la dirección.
if event_path != "": # Si nunca se cerró dirección.
    path = event_path
    if not os.path.exists(path):
        os.makedirs(path, mode=0o777)
    dir_tot = "EventoTotal.txt"
    with open(os.path.join(path,dir_tot), 'w', newline="") as outfile:
        writer = csv.writer(outfile, delimiter=" ") # Hace la suma de matrices y termina.
        writer.writerows(sum_array)

```

Graficas de Acumulación

```
import matplotlib.pyplot as plt
import matplotlib.colors as mcolors
from matplotlib import colors
import csv
import numpy as np
from itertools import islice
```

```
def Sum(arr,size):
    if size == 0:
        return 0
    else:
        return float(arr[size-1] + Sum(arr,size-1))
```

#Texas:

```
temp = []
b = []
suma = []
count = 0
accum = []
mins = []
```

with open("Texas_20161103-154730(91-239).dat", 'r') as g:

```
    reader = csv.reader(g)
    for row in islice(reader, 8, None):
        suma.append(float(row[7]))           # Es row[7] = Rain_Tot [mm/min] en np.array.
        temp.append(float(row[4]))
        b = Sum(suma,count)                 # Suma la acumulación con la anterior.
        accum.append(b)
        mins.append(count)                  # Numero de minutos de la duración del evento.
        count += 1
    suma = np.array(suma,dtype = float)
    temp = np.array(temp,dtype = float)
    accum = np.array(accum,dtype = float)
    mins = np.array(mins,dtype = float)
```

#PWS100:

```
a = []
suma_pws = []
count_pws = 0
accum_pws = []
mins_pws = []
with open("PWS_20161103-154730(91-239).dat", 'r') as f:
    lector = csv.reader(f)
    for row in islice(lector, 4, None):     # row [7] es row[8]*60 en PWS100
```

```

suma_pws.append(float(row[8])) # row [8] es para el PWS100 y row[7] para el texas.
a = Sum(suma_pws,count_pws) # Suma la acumulación con la anterior.
accum_pws.append(a) # x/6 para cuando se despliegan dantos cada 10s.
mins_pws.append(count_pws) # Numero de minutos de la duración del evento.
count_pws += 1
suma_pws = np.array(suma_pws,dtype = float)
accum_pws = np.array(accum_pws,dtype = float)
mins_pws = np.array(mins_pws,dtype = float)

```

```

fig, ax = plt.subplots()
ax.set_xlabel("Tiempo [min]")
ax.set_ylabel("Acumulacion [mm]")
ax.set_title("Texas vs PWS100")
plt.plot(mins,accum)
plt.plot(mins_pws,accum_pws)
plt.savefig("Acumulación.png")

```

Histograma

```
import csv
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import matplotlib.colors as mcolors
from matplotlib import colors

rowsNumber=0
gotasNumber=[]
classValue=[]
v_t=[]

f=open("EventoTotalClaseV.txt")
csv_f=csv.reader(f, delimiter=' ')
for row in csv_f:
    gotasSum=0
    for number in row:
        gotasSum+=int(number)
    gotasNumber.append(gotasSum)
gotasNumber=np.array(gotasNumber)
classValue=np.arange(gotasNumber.size)
classValue=classValue+1

g=open("EventoTotalVT1mm.txt")
csv_g=csv.reader(g, delimiter=' ')
for row in csv_g:
    V_T=0
    for number in row:
        V_T+=int(number)
    v_t.append(V_T)
v_t=np.array(v_t)

#column_labels = [0.0,0.5,1.0,2.0,4.0,8.0,16.0,25.6]
row_labels = [0.0,0.4,0.9,1.80,3.60,7.20,14.40,25.6]

ancho = 0.35
fig, ax = plt.subplots()
rects1 = ax.bar(classValue, gotasNumber, ancho, color='g')
ax.set_ylabel('Frecuencia [No. gotas]')
ax.set_xlabel('Velocidad [m/s]')
ax.set_xticklabels(row_labels, minor=False)
plt.bar(classValue, gotasNumber, ancho, color='g', label='Observada')
plt.bar(classValue, v_t, ancho, color='b', label='Teórica')
legend = ax.legend(loc='upper left', shadow=True, fontsize='medium')

plt.savefig("Drops.png")
```

Mapa de Caracterización

```
import csv
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import matplotlib.colors as mcolors
from matplotlib import colors

regiones = np.zeros((34,34), dtype=int)
fronteras = [[-1,34,-1,34],[-1,16,-1,34],[6,19,5,24],[18,34,23,34],[-1,16,-1,6],[15,27,5,24]]
#Definir las regiones para cada tipo de particula

f=open("EventoTotal.txt")
csv_f=csv.reader(f, delimiter=' ')
csv_f=zip(*csv_f)
j=0
for row in csv_f:
    i=0
    for number in row:
        if int(number) is 0:
            regiones[i][j] = 0
        else:
            if i > fronteras[0][0] and i < fronteras[0][1]:
                if j > fronteras[0][2] and j < fronteras[0][3]:
                    regiones[i][j] = 1
            if i > fronteras[1][0] and i < fronteras[1][1]:
                if j > fronteras[1][2] and j < fronteras[1][3]:
                    regiones[i][j] = 2
            if i > fronteras[2][0] and i < fronteras[2][1]:
                if j > fronteras[2][2] and j < fronteras[2][3]:
                    regiones[i][j] = 3
            if i > fronteras[3][0] and i < fronteras[3][1]:
                if j > fronteras[3][2] and j < fronteras[3][3]:
                    regiones[i][j] = 4
            if i > fronteras[4][0] and i < fronteras[4][1]:
                if j > fronteras[4][2] and j < fronteras[4][3]:
                    regiones[i][j] = 5
            if i > fronteras[5][0] and i < fronteras[5][1]:
                if j > fronteras[5][2] and j < fronteras[5][3]:
                    regiones[i][j] = 6
        i+=1
    j+=1

column_labels = [0.0,0.5,1.0,2.0,4.0,8.0,16.0,25.6]
row_labels = [0.0,0.5,1.0,2.0,4.0,8.0,16.0,25.6]
```

```

fig, ax = plt.subplots()
ax.set_ylabel("v [m/s]")
ax.set_xlabel("D [mm]")
ax.set_yticklabels(row_labels, minor=False)
ax.set_xticklabels(column_labels, minor=False)

cmap, norm = mcolors.from_levels_and_colors([0, 0.1, 1.3, 2.3, 3.3, 4.3, 5.3, 6.3], ['white', 'grey',
'yellow', 'red', 'green', 'cyan', 'blue'])

heatmap = ax.pcolor(regiones, cmap=cmap)
cb=fig.colorbar(heatmap)
cb.set_ticks([-1,7])
ax = cb.ax

ax.text(1.3,0.20,'S/D',rotation=360)
ax.text(1.3,0.34,'Nieve',rotation=360)
ax.text(1.3,0.49,'Graupel',rotation=360)
ax.text(1.3,0.63,'Granizo',rotation=360)
ax.text(1.3,0.78,'Llovizna',rotation=360)
ax.text(1.3,0.92,'Lluvia',rotation=360)

plt.pcolor(regiones, cmap=cmap, norm=norm)
plt.savefig("regionesALTZ.png")

```

Intensidad de Precipitación

```
import csv
import numpy as np
from itertools import islice

#Estimando la Masa de las gotas
rowsNumber=0
gotasNumber=[]
classValue=[]
h=open("EventoTotal.txt")
csv_h=csv.reader(h, delimiter=' ')

for row in csv_h:
    gotasSum=0
    for number in row:
        gotasSum+=int(number)
    gotasNumber.append(gotasSum)
gotasNumber=np.array(gotasNumber)

f=open("masas.dat")
csv_f=csv.reader(f, delimiter=',')
for row in csv_f:
    classValue.append(float(row[0]))
classValue=np.array(classValue)

# Suma la masa de cada gota por el No. de gotas que cayeron con esa masa y suma todo [cm^3] porque
# la densidad es 1.
suma = np.dot(gotasNumber,classValue)

# Insertar el tiempo del evento en segundos.
time = input("Duración del evento en minutos: ")
time = int(time)
tiempo = (time)*(60) # tiempo[s].

# Área de muestreo.
area = 40 # area[cm^2].

# R es la intensidad de precipitación en mm/hr:
R = (suma/(tiempo*area))*(10*3600)
print ("La intensidad de precipitacion es: ",R,"mm/hr")
```

x/6 cuando es cada 10 sec.
Es el número de gotas que cayeron.

Es la masa equivalente al tamaño de las gotas.

Bibliografía

- [1] Montero-Martínez G., Torres-Pérez E. F., García-García F., “A comparison of two optical precipitation sensors with different operating principles: The PWS100 and the OAP-2DP.” *Atmospheric Research*, Vols. 178-179, pp 550-558, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.007>, 2016.
- [2] Lamb, D. & Verlinde, J., “*Physics and Chemistry of Clouds*”, Cambridge University Press, 1st Ed, UK, 4, 5, 184 2011.
- [3] Pruppacher, H. R. & Klett, J. D., “*Microphysics of Clouds and Precipitation*”, Springer, 2nd Edition, 252, 136-137, 400-450, 2010.
- [4] Strangeways, I., “*Precipitation Theory, Measurement and Distribution*”, Cambridge University Press, 1st Ed, UK, 139-202, 2007.
- [5] Jáuregui E., “*El Clima de la Ciudad de México*”, Instituto de Geografía – UNAM, ISBN: 968-856-819-8, 2000.
- [6] Kidd, C., and P. Joe, “Importance, identification and measurement of light precipitation at mid- to high-latitudes.”, *EUMETSAT and Amer. Meteor. Soc.*, 6, 2007.
- [7] Rosengaus M.: “Fundamentos de radares meteorológicos: aspectos modernos (segunda de dos partes)”, *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. X, Núm. 2, 59-78, <http://hdl.handle.net/20.500.12013/1232>, 1995.
- [8] Kathiravelu, G., Lucke T. and Nichols P., “Rain Drop Measurement Techniques: A Review.” *Water*, 8, 1-29, doi:10.3390/w8010029, 2016.
- [9] Chen, T. Y.: “Comparison of Jardí and Workman rate-of-rainfall gauges”, Crown, Technical Note (Local) No. 18, Royal Observatory, Hong Kong, 1974.
- [10] Ian Strangeways, *A History of rain gauges*, TerraData Ltd., 2010
- [11] Fernández-Raga M., Palencia C., Tomas C., Calvo A. I., Castro A. and Fraile R., “Rain research with disdrometers: a bibliometric review,” *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 4, 6041–6068, doi:10.5194/amtd-4-6041-2011, 2011.
- [12] Knollenberg, R. G., Techniques for probing cloud microphysics. In *Clouds: Their Formation, Optical Properties, and Effects*. P. V. Hobbs y A. Deepak (Eds), Academic Press, 15-91, 1981.
- [13] Kruger, A., Krajewski W. F., “Two-Dimensional Video Disdrometer: A Description”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 602-617, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0602:TDVDAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0602:TDVDAD>2.0.CO;2), 2001
- [14] PWS100 Present Weather Sensor “Instruction Manual”, Campbell Scientific, Inc., 2012.
- [15] Ellis R. A., Sandford A. P., Jones G. E., Richards J., Petzing J. and Coupland J. M., “New Laser Technology to Determine Present Weather Parameters”, *Meas. Sci. Technol.*, 17, 1715-1722, doi:10.1088/0957-0233/17/7/009, 2006.

[16] Beard, K.V., “Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft.” J. Atmos. Sci. 33, 851–864. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033b0851:TVASOCN2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033b0851:TVASOCN2.0.CO;2), 1976.

[17] Morales Vallejo P., “Estadística Aplicada a las Ciencias Sociales”, Universidad Pontificia Comilla, España, 2008.