



Universidad Nacional Autónoma de México

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
DE LA TIERRA

“Estudio sobre las relaciones entre la reflectividad de un radar meteorológico y las propiedades microfísicas de la precipitación en Juriquilla, Querétaro”

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

L.C.A. José Daniel Pretelín Ramos

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Guillermo Montero Martínez

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, septiembre de 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



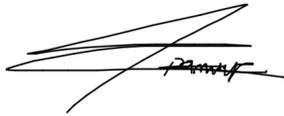
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, consisting of several overlapping horizontal and diagonal strokes. The name 'Ramos' is partially legible within the signature.

José Daniel Pretelín Ramos

Créditos

Este trabajo fue desarrollado gracias al financiamiento, apoyo e interacción de las siguientes instituciones y/o dependencias:

- Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), quien a través de una beca académica pude financiar mis estudios de maestría durante 24 meses (No. de CVU: 1004548).
- El Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) facilitó sus instalaciones y equipo de cómputo para realizar parte de esta investigación, además de brindar los espacios para tomar mis clases durante los primeros semestres.
- La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de la UNAM proporcionó los datos de precipitación (acumulación y de características de la precipitación) del observatorio atmosférico de Juriquilla, Querétaro.
- La Comisión Estatal de Aguas del Estado de Querétaro proporcionó los datos observados del radar meteorológico. No obstante, debido a la contingencia sanitaria generada por la COVID-19, no fue posible trabajar con ellos.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), mi segunda *Alma máter*, por permitirme ser parte de su comunidad y seguir fortaleciendo mis conocimientos y habilidades en mi vida académica.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca académica otorgada para la realización de mi maestría.

Al grupo de *Física de Nubes*, el cual me abrió las puertas desde 2017 para introducirme en el mundo de la microfísica de nubes y precipitación. Al Dr. Guillermo Montero Martínez, quien por segunda vez fungió como mi director de tesis, destacando siempre su paciencia, enseñanzas y compromiso en mi formación. Al Dr. Fernando García quien me ha aportado gran parte de mis saberes actuales en torno a la física de nubes, además de ser miembro del comité tutor durante la maestría y por brindar valiosos comentarios para el trabajo. A los demás miembros del grupo, tanto técnicos como estudiantes, les agradezco sus comentarios y atención durante las presentaciones.

A la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, quienes me han ayudado en cuestiones administrativas de forma eficiente y siempre con la mejor atención, en particular a Araceli Chamán y a Gloria Alba, por su paciencia con mis solicitudes.

A mis profesores del posgrado por aportarme valiosos conocimientos y oportunidades en los diversos cursos que tomé durante la maestría.

A los miembros de mi jurado: los Doctores Guillermo Montero, Adolfo Magaldi, Léster Alfonso, Ramón Domínguez y Baldemar Méndez, por su disposición para revisar mi trabajo y aportar valiosos comentarios al mismo.

A mi familia, a pesar de que las palabras no alcanzan para describir la gratitud y el amor que les tengo, no dejo de reconocer su apoyo incondicional y que son el sostén de mi vida. Gracias a mis padres, Patricia y Carlos; mi hermana Karla; mi sobrino Iker; mi tía Silvia y a mis padrinos Paty y Emilio por estar ahí para ayudarme a alcanzar mis sueños.

A mi esposo Orlando, quien ha sido el más grande guía en este proceso, porque sin su paciencia, comprensión, empatía y amor no hubiera logrado lo que hoy soy. Gracias por todo tu apoyo, por tantas lecciones de vida (y de meteorología) en este maravilloso tiempo, y por traer a nuestra vida a nuestra amada Nana.

A mi familia cubana, porque la distancia no ha impedido hacerse presentes en momentos importantes, y por demostrarme su amor y apoyo. Muchas gracias a Mabel, Katia, Adri, Héctor, Reinier y a la familia de Arimao. Agradezco también a los amigos cubanos que he hecho en este tiempo: Yoset, María, Claudia, Yoel, Ana, Luis Miguel y Yazmín.

A Joshua Muñoz, quien además de brindarme su valiosa amistad, ha sido como un mentor para mi. Por su gran apoyo en la programación, consejos y análisis hechos para realizar este trabajo.

A Sandra Porras, por su invaluable apoyo emocional durante la maestría, quien también me apoyó proporcionando información útil para la estadística aplicada en el trabajo.

A mis amigos del Posgrado, quienes en poco tiempo han dejado una enorme huella en mi y espero mantenerlos cerca siempre: Camila Rodríguez, Carolina Ramírez, MaFe, Diana Pereira, Eduardo Gómez, Diego Cabrera, Ivonne San Miguel, Berenice Peláez y Javier Rodríguez.

A mis amigos de Veracruz, gracias por mantener su incondicional amistad de tantos años y por ser un gran apoyo en todo momento. Gracias a Diana, Majo, Valeria, Daniela, Itzel, Andrea, Karina, Ageo y Armando.

A todos los que de alguna manera han contribuido en mi formación personal y académica que no han sido mencionados en la lista, ¡muchas gracias!

Dedicatoria:
A Tláloc y sus tlaloques.

Resumen

La distribución por tamaños de gotas de lluvia (DSD, por sus siglas en inglés) permite obtener parámetros involucrados en una amplia lista de aplicaciones en la microfísica de la precipitación y la percepción remota de la misma. Un ejemplo es la estimación de la intensidad de la precipitación (R) usando radares meteorológicos. En particular, R (en mm h^{-1}) y la reflectividad del radar meteorológico (Z , en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) pueden ser estimados como el tercer y sexto momento de la DSD, respectivamente. La estimación de R a partir de Z es posible ya que ambos parámetros son funciones de la DSD. Dicha estimación se establece mediante una ley de potencias de la forma: $Z = aR^b$, donde a y b son coeficientes que dependen de los procesos microfísicos que originan la precipitación, así como del régimen de lluvia del que se trate, ya sea convectiva, estratiforme o somera.

Las DSDs pueden obtenerse a partir de los datos registrados por instrumentos como los disdrómetros ópticos, los cuales cuentan la cantidad de gotas y miden sus tamaños y velocidades de caída. El observatorio atmosférico de Juriquilla, Querétaro (20.7 N, 100.4 O, 1945 m s.n.m), perteneciente a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de la Universidad Nacional Autónoma de México, cuenta con un disdrómetro óptico (modelo Campbell PWS100) que detecta la dispersión de luz de partículas de precipitación que pasan por el volumen de muestreo, permitiendo obtener información sobre los tamaños, velocidades de caída y estado de fase de las partículas registradas. El observatorio también cuenta con un pluviómetro tipo balancín modelo Texas TR-525M.

En este trabajo se presenta la validación de los datos del PWS100 a partir de la comparación de mediciones simultáneas de precipitación del Texas TR-525M durante noviembre de 2016 a octubre de 2017. Usando los datos del PWS100, se calcularon las DSD para cada evento con una resolución temporal de 5 minutos (periodo de barrido típico en radares meteorológicos), con las cuales se estimaron R y Z usando el método de momentos de las DSDs. Además, se hizo un ajuste exponencial tipo Marshall-Palmer (MP) a las DSDs por temporada, clasificando a los periodos en distintos intervalos de

R. Asimismo, para cada evento analizado, se clasificaron los periodos por régimen de lluvia en tres categorías (convectiva, estratiforme y somera), con base en los valores de acumulación y el diámetro medio ponderado por la masa. Con estas estimaciones, se obtuvieron las relaciones $Z-R$ en diferentes temporadas del año (secas, lluviosas y años completos), así como por régimen de lluvia.

Los resultados evidencian una sobreestimación de acumulación de lluvia del disdrómetro respecto al pluviómetro de un 20 %. La clasificación de periodos por régimen mostró una mayor frecuencia relativa de lluvia somera; no obstante, los periodos convectivos son los que más agua líquida aportaron a la lámina de lluvia total de todos los eventos. En cuanto a las distribuciones tipo MP ajustadas a las DSDs, éstas mostraron un buen ajuste entre diámetros mayores o iguales a 0.75 mm y concentraciones mayores a $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$. Los valores de los parámetros a y b de los ajustes potenciales de las relaciones $Z-R$ obtenidas presentaron una mayor similitud entre las temporadas de lluvias y años completos que con las temporadas de secas, pudiendo atribuirse al número de eventos en cada temporada.

Estos resultados pueden ser comparados con los valores de reflectividad medidos por el radar meteorológico de la Comisión Estatal de Aguas de Querétaro, el cual detecta las tormentas que ocurren en los estados de Querétaro y Guanajuato, principalmente.

Índice general

Créditos	II
Agradecimientos	III
Resumen	VI
Lista de figuras	XI
Lista de tablas	XIII
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	3
1.2. Justificación	3
1.3. Hipótesis	3
1.4. Objetivo general	4
1.5. Objetivos específicos	4
1.6. Estructura de la tesis	4
2. Marco Teórico	5
2.1. Precipitación	5
2.1.1. Producción de la precipitación	5
2.1.2. Intensidad de precipitación (R)	6
2.1.3. Regímenes de precipitación	7
2.2. Instrumentación para medir precipitación	8
2.2.1. Instrumentos de observación puntual (<i>in situ</i>)	8
2.2.1.1. Pluviómetros	9
2.2.1.2. Disdrómetros	10
2.2.2. Instrumentos de observación espacial	10
2.2.2.1. Radares meteorológicos	10

2.3. Distribuciones por tamaños de gotas (DSD)	12
2.3.1. Aplicaciones de las DSD	15
2.3.1.1. Erosión del suelo	15
2.3.1.2. Modelos numéricos de nube	16
2.3.1.3. Percepción remota de la lluvia	16
2.4. Relaciones $Z-R$	16
3. Datos y Metodología	18
3.1. Zona de estudio	18
3.2. Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos	20
3.2.1. Pluviómetro Texas TR-525M	21
3.2.2. Disdrómetro Campbell PWS100	22
3.3. Adquisición de los datos del PWS100 y el Texas	24
3.4. Selección y análisis de los eventos de precipitación	25
3.4.1. Selección de eventos de precipitación	25
3.4.2. Análisis de acumulados de precipitación	26
3.4.3. Clasificación de eventos por temporada	27
3.4.4. Cálculo de parámetros microfísicos de interés	27
3.4.5. Caracterización de periodos por régimen de lluvia	29
3.5. Parametrización de las DSDs	30
3.6. Obtención de las relaciones $Z-R$	31
3.6.1. Comparación de los coeficientes a y b entre temporadas seca y lluviosa	32
4. Resultados	33
4.1. Eventos seleccionados	33
4.2. Análisis de valores de acumulación de los eventos seleccionados	34
4.2.1. Valores de sesgo	34
4.2.2. Modelo de regresión lineal	34
4.3. Caracterización de periodos por régimen de lluvia	36
4.4. Parametrizaciones y análisis de las DSDs	38
4.4.1. Parametrizaciones de las DSDs por temporada del año	38
4.4.2. Análisis de las DSDs por régimen de lluvia	40
4.5. Relaciones $Z-R$	42
4.5.1. Relaciones $Z-R$ por temporada	42
4.5.2. Relaciones $Z-R$ por régimen de lluvia	44

4.5.3. Comparación de los resultados con otros estudios de relaciones $Z-R$	46
4.5.4. Valores de Z esperados para cada categoría de R	48
5. Conclusiones y trabajo futuro	50
5.1. Conclusiones	50
5.2. Trabajo futuro	52
Referencias	53
Anexos	60
A. Códigos en MATLAB de algunas metodologías	61
A.1. Análisis de acumulados de precipitación	61
A.2. Cálculo de parámetros microfísicos de interés	63
A.3. Caracterización de periodos por régimen de lluvia	68

Lista de figuras

2.1.	Características de la precipitación (a) estratiforme y (b) convectiva. Modificada de Houze (2014).	7
2.2.	Diagrama esquemático de la energía emitida por el radar meteorológico que es captada y retrodispersada por una gota de lluvia. Recuperado de: Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (s.f.).	11
2.3.	Representación esquemática de la distribución espacial y de los tamaños de gotas de lluvia en un volumen de aire. Tomada de Uijlenhoet y Sempere Torres (2006).	13
3.1.	Localización geográfica del OJQRO. En los círculos rojo y amarillo se encuentran señalados el disdrómetro Campbell PWS100 y el pluviómetro Texas TR-525M, respectivamente. Mapa elaborado con Google Earth Pro. Fotografía del OJQRO tomada de la página oficial de la RUOA (https://www.ruoa.unam.mx/).	19
3.2.	Climograma de la estación del SMN en Juriquilla, Querétaro para el periodo 1981-2010. Datos obtenidos del SMN (https://smn.conagua.gob.mx/es/informacion-climatologica-por-estado?estado=qro).	20
3.3.	Pluviometro Texas TR-525M. Imagen tomada de Texas Electronics, Inc. (s.f.).	21
3.4.	Disdrómetro Campbell PWS100. Tomada de de Campbell Scientific, Inc. (2015).	22
3.5.	Diagrama esquemático que muestra la disposición de la unidad transmisora, los detectores y el área de traslape en la a) vista lateral y b) vista plana del PWS100. Modificada de Ellis <i>et al.</i> (2006).	23
3.6.	Diagrama esquemático que muestra el tránsito de una partícula de precipitación por el área de muestreo y cómo dispersa los cuatros haces de luz hacia los detectores por refracción. Modificada de Campbell Scientific, Inc. (2015).	23

4.1.	Gráfico de dispersión que muestra los acumulados por evento del PWS100 y el Texas. La línea negra continua indica el modelo de regresión lineal estimado cuyos parámetros se muestran en la Tabla 4.3.	35
4.2.	Análisis de algunos parámetros microfísicos y de la caracterización de periodos por régimen de lluvia para cada 5 minutos durante la tormenta del 9 de marzo de 2017. La línea negra continua muestra la evolución del acumulado de lluvia en el tiempo; los círculos azules representan el D_m ; los triángulos verdes muestran el valor de la intensidad de precipitación; los asteriscos rojos son los valores de $\sigma_{(Acc*D_m)}$ y la línea punteada roja es el umbral para determinar un periodo convectivo (0.1). Las letras 'C', 'E' y 'S' se usaron para identificar si se trató de un periodo convectivo, estratiforme o somero, respectivamente.	36
4.3.	Contribución a la cantidad de agua líquida medida por el PWS100 para cada régimen de lluvia.	38
4.4.	Valores promedio de $N(D)$ medidos por el PWS100 (líneas y círculos negros) y ajustes tipo MP (líneas rojas discontinuas) por temporada del año para cada categoría de R	39
4.5.	Valores promedio de $N(D)$ medidos por el PWS100 para cada régimen de lluvia.	41
4.6.	Gráficos de dispersión que muestran los valores de R (de 0.1 a 100 mm h^{-1}) y Z (círculos negros) para los eventos analizados para la temporada a) seca 2016-2017, b) seca 2017-2018, c) seca total, d) lluviosa 2017, e) lluviosa 2018, f) lluviosa total y g) años completos. La línea naranja continua en todos los gráficos indica el modelo de ley de potencias estimado cuyos parámetros se muestran en la Tabla 4.6. Los ejes del gráfico se presentan en escala logarítmica para mejorar la visualización de los datos.	43
4.7.	Como la Figura 4.6, pero ahora por régimen de lluvia a) convectivo, b) estratiforme y c) somero. En la Tabla 4.8 se resumen los valores de los parámetros a y b y otros estadísticos.	45
5.1.	Valores de D_m contra Z para todos los periodos analizados.	52

Lista de tablas

2.1. Resoluciones operacionales típicas y rangos máximos para diferentes tipos de radares meteorológicos usados en aplicaciones hidrológicas. Tomado de Thorndahl <i>et al.</i> (2017)	12
2.2. Parámetros que son definidos por los momentos de las DSD. Tomada de Habib <i>et al.</i> (2010).	14
3.1. Categorización de la intensidad de la lluvia con base en el valor de R . Modificada de Organización Meteorológica Mundial (2008).	30
4.1. Número de eventos de lluvia seleccionados por temporada.	33
4.2. Distintos valores de sesgo para comparar los acumulados del Texas y el PWS100, siguiendo las metodologías de Tokay <i>et al.</i> (2014) y Liu <i>et al.</i> (2013).	34
4.3. Parámetros del modelo de regresión lineal obtenidos de la regresión de los datos de acumulación entre el PWS100 y el Texas.	35
4.4. Número de periodos por régimen de lluvia. N.D. significa “no determinado”.	37
4.5. Resumen de parámetros N_0 y Λ de los ajustes Marshall-Palmer por temporada del año y categoría de R . n indica el número de periodos usados en cada ajuste y r^2 es el coeficiente de determinación.	40
4.6. Resumen de los valores de los coeficientes a y b , coeficiente de determinación, RMSE, número de periodos de cinco minutos y valores mínimos y máximos de R registrados en cada temporada seca, lluviosa o años completos.	42
4.7. Valores medios de a y b y desviaciones estándar de las medias (en paréntesis) calculados de las estimaciones por sub-bases en las temporadas secas y lluviosas totales. n el número de regresiones con los que se estimaron los parámetros.	44
4.8. Como la Tabla 4.6, pero ahora por regímenes de lluvia.	45

4.9. Resumen de algunos estudios de relaciones Z - R en regiones tropicales y sitios elevados. El símbolo — indica que no hay alguna clasificación por régimen de lluvia o categoría de R especificada en el estudio. Modificada de Orellana-Alvear <i>et al.</i> (2017).	47
4.10. Valores mínimos y máximos de Z obtenidos para cada categoría de R . El valor mínimo hace referencia al valor redondeado del primer decil, mientras que el máximo al valor redondeado del noveno decil.	48
4.11. Simplificación de la Tabla 4.10 con los valores esperados de Z para cada categoría de R	49

Capítulo 1

Introducción

La precipitación no solo es reconocida como una componente fundamental dentro del ciclo hidrológico, sino como un regulador del sistema climático mediante la liberación de calor latente en la atmósfera e influir en la salinidad oceánica, además de ser la principal fuente de agua potable para el sector agrícola y las actividades humanas (Michaelides *et al.*, 2009).

Por otro lado, la precipitación presenta una amplia variabilidad espacio-temporal, por lo que conocer mejor su distribución es clave en áreas como la erosión del suelo, hidrología, modelación atmosférica y el pronóstico del tiempo, es así que contar con una amplia red de mediciones de precipitación es crucial para comprender mejor su distribución (Michaelides *et al.*, 2009; Montero-Martínez *et al.*, 2016).

En cuanto a las mediciones de precipitación, los pluviómetros siguen siendo, a la fecha, los instrumentos más usados para numerosas investigaciones y aplicaciones operacionales que requieren información cuantitativa sobre la cantidad de precipitación que llega a la superficie (Habib *et al.*, 2010). Su uso científico comenzó durante el siglo XVII en Europa, aunque las mediciones de precipitación más tempranas en lo que se tiene registro ocurrieron durante el siglo IV A.C. en India, seguido de Palestina, China y Corea en siglos posteriores (Strangeways, 2010). Sin embargo, en la actualidad se cuenta con una escasa cobertura de pluviómetros a nivel global, ya que si se toma en cuenta el área superficial que ocupan todos los pluviómetros disponibles, éstos solamente cubren el 5.93×10^{-10} % de la superficie terrestre (Kidd *et al.*, 2017).

Por otro lado, existen nuevas tecnologías para medir otras características de la precipitación además de su acumulación e intensidad. Los disdrómetros son equipos que

permiten obtener información acerca de la distribución de tamaños de las partículas de precipitación, o simplemente distribución por tamaño de gotas, lo cual es esencial para entender mejor los procesos de formación de precipitación, mejorar parametrizaciones microfísicas en modelos numéricos así como en la estimación de la cantidad de lluvia (Sun *et al.*, 2018).

Una alternativa a los pluviómetros y disdrómetros es el radar meteorológico, el cual es un instrumento activo de percepción remota que opera bajo el principio de emisión y recepción de ondas electromagnéticas en el rango de las microondas (Fraile y Fernández-Raga, 2009), mismo que brinda datos de precipitación a una alta resolución espacio-temporal, suplementando las observaciones en superficie (Sorooshian *et al.*, 2011).

Las ondas electromagnéticas recibidas por el radar son producto de la interacción y retrodispersión de estas ondas con las partículas de precipitación, lo cual define al parámetro de reflectividad del radar meteorológico, o simplemente reflectividad, que es representado por la letra Z . La estimación de la cantidad o intensidad de precipitación (representada por R) usando radares meteorológicos implica usar Z y R mediante una relación de ley de potencias de la forma: $Z = aR^b$, donde a y b son coeficientes que dependen de los procesos microfísicos que originan la precipitación (Krajewski y Smith, 2002; Testik y Barros, 2007). Conociendo esta relación paramétrica, es posible realizar la conversión de Z a R , lo cual es un paso de gran interés para los meteorólogos, hidrólogos, ingenieros, entre otros (Uijlenhoet, 2001).

En México se han realizado estudios donde se hace uso de información de precipitación obtenida por radar. Por ejemplo, Méndez-Antonio *et al.* (2006) realizaron varias pruebas de calibración hidrológica a los datos del radar de Cerro Catedral, Estado de México, México, así como al Sistema de Aguas de la Ciudad de México; Méndez-Antonio *et al.* (2014) utilizaron la información del mismo radar como datos de entrada para alimentar modelos hidrológicos distribuidos, demostrando la utilidad de generación de datos hidrometeorológicos a partir de técnicas de percepción remota. Por su parte, Mocva-Kurek y Pedrozo-Acuña (2018) realizaron un primer estudio sobre las relaciones Z - R en la Ciudad de México, utilizando datos de precipitación en superficie de una red de disdrómetros ópticos y del radar de Cerro Catedral, donde encontraron una fuerte dependencia de los valores de los parámetros Z y R con el tipo de lluvia.

Sin embargo, estos trabajos se desarrollaron usando la misma región de estudio y el mismo radar, lo cual evidencia un desconocimiento sobre la evolución de las relaciones $Z-R$ en otras regiones de México.

1.1. Planteamiento del problema

Lo anterior nos lleva a plantearnos la siguiente pregunta de investigación: ¿Es posible identificar variaciones importantes en los coeficientes a y b de las relaciones $Z-R$ a partir de la separación de temporada de secas, lluvias y años completos, así como en la discriminación de régimen de lluvia convectiva, estratiforme o somera en los eventos de precipitación analizados sobre Juriquilla, Querétaro?

1.2. Justificación

En México existe una carente cobertura de radares meteorológicos y de estaciones meteorológicas con equipos capaces de obtener características de la precipitación, tales como los tamaños y velocidades de caída de gotas. Por otra parte, existen pocos estudios enfocados en relacionar la microfísica de la precipitación con la estimación de la cantidad (o intensidad) de lluvia usando radares meteorológicos en México. Por tal motivo, en este trabajo se plantea realizar un estudio involucrando las relaciones $Z-R$, estimando los parámetros Z y R como una función de las distribuciones por tamaños de gotas. La importancia de este estudio radica en que será el primero de este tipo realizado bajo condiciones climáticas y de relieve propias del Estado de Querétaro, las cuales son distintas a los desarrollados en estudios anteriores, lo cual permitirá obtener nueva información acerca de estas relaciones.

1.3. Hipótesis

Los coeficientes a y b de las relaciones $Z-R$, obtenidas mediante el uso de un disdrómetro óptico modelo Campbell PWS100, presentarán variaciones dependiendo del régimen de lluvia del que se trate, ya sea convectiva, estratiforme o somera, y con la época del año, dependiendo si se trata de temporada de secas o de lluvias, al presentarse diversos fenómenos meteorológicos que originan los eventos de lluvia sobre Querétaro.

1.4. Objetivo general

Obtener las relaciones Z - R para diferentes eventos de lluvia en Juriquilla, Querétaro, dividiéndolos en temporadas secas, lluviosas y años completos, así como por régimen convectivo, estratiforme y somero.

1.5. Objetivos específicos

- Validar la habilidad de medición de un disdrómetro óptico modelo Campbell PWS100 a partir de la comparación de mediciones simultáneas de precipitación con un pluviómetro tipo balancín modelo TR-525M, fabricado por Texas Instruments Inc, emplazados en el observatorio atmosférico de Juriquilla, Querétaro, en el periodo comprendido de noviembre de 2016 a noviembre de 2018.
- Calcular, usando los datos del PWS100, las distribuciones por tamaños de gotas de los eventos de precipitación analizados y separarlos en temporada de secas, lluvias y años completos, así como caracterizarlos por régimen convectivo, estratiforme y somero.
- Estimar las variables de R y Z mediante el uso de las distribuciones por tamaños de gotas obtenidas por evento usando el método de momentos.
- Comparar los valores de los coeficientes a y b de las relaciones Z - R entre las temporadas secas y lluviosas, a fin de encontrar si existen diferencias significativas entre los parámetros.

1.6. Estructura de la tesis

Este trabajo se dividió en seis secciones principales: la primera introduce al lector hacia la problemática a tratar así como a los alcances del proyecto; la segunda sección brinda el sustento teórico sobre el trabajo, dando las definiciones clave para comprender las consideraciones físicas que se desarrollarán en la metodología y para la interpretación de los resultados. La tercera sección describe de forma detallada la zona de estudio desde el punto de vista geográfico y climatológico, la instrumentación y los datos que se usaron para desarrollar el proyecto y la metodología planteada para alcanzar los objetivos establecidos. La cuarta expone los resultados obtenidos así como la interpretación y discusión de los mismos; Las quinta y última parte se enfocan en las conclusiones obtenidas del estudio y en las referencias que se usaron en este trabajo, respectivamente.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Precipitación

2.1.1. Producción de la precipitación

La precipitación es definida como todos los productos líquidos o sólidos en fase acuosa que se originan en la atmósfera y caen hacia la superficie terrestre (American Meteorological Society, [2012a](#)). Dependiendo de los procesos microfísicos que forman las partículas de precipitación y del estado de fase de las mismas, se puede clasificar a la precipitación (o en este caso a la lluvia) en dos tipos generales: lluvia *caliente* y lluvia *fría*.

La lluvia caliente se refiere a aquella que se produce únicamente mediante la interacción entre partículas de agua líquida. Dentro de las nubes, las gotitas que las componen están en movimiento y eventualmente colisionan unas con otras, provocando que, por una parte, algunas colisiones resulten en uniones permanentes (es decir, una suma de masas, lo que se conoce como *coalescencia*) y otras resulten en fragmentación de gotitas (*rompimiento*). Mientras las gotitas continúen aumentando su masa, la fuerza de gravedad excederá el momento inducido por el movimiento del aire y entonces comenzarán a caer (Jones *et al.*, [2010](#)). Estas interacciones gota-gota (colisión-coalescencia-rompimiento) son el principal mecanismo de producción de lluvia caliente.

La lluvia fría, por su parte, describe una serie de procesos sobre los cuales las partículas de precipitación crecen principalmente en la fase sólida, y en su caída hacia la superficie pueden sufrir un derretimiento total, parcial o nulo, en dependencia de las características termodinámicas del medio (The COMET Program, [2011](#)).

El hielo producido en la lluvia fría es originado por mecanismos primarios y secundarios. Dentro de los primarios se encuentran: difusión de vapor de agua hacia los cristales de hielo preexistentes; agregación entre cristales de hielo y mediante la captura de gotitas de agua líquida por los cristales de hielo, lo cual se le conoce como acreción. Los mecanismos secundarios o de multiplicación del hielo son producto de la formación de fragmentos por colisión entre un cristal de hielo o una gota congelada contra una gota de agua líquida; colisiones cristal-cristal; astillamiento producido por la congelación de gotas de agua grandes o bien, por la separación de fragmentos de cristales de hielo cuando éstos se subliman (Field *et al.*, 2017).

Las estructuras de hielo formadas por la agregación (típicamente nieve) o por la acreción (graupel o granizo) que caen dentro de la nube y pasan la región donde la temperatura del medio es mayor a 0 °C se derretirán para formar nuevas gotas de lluvia, las cuales pueden continuar creciendo mediante los mecanismos de colisión-coalescencia y salir de la nube como lluvia (Lohmann *et al.*, 2016).

List y Gillespie (1976) encontraron que el rompimiento de gotas en la naturaleza ocurre en diámetros menores a 2 mm, por lo cual la existencia de tamaños de gotas de 5 a 6 mm puede ser explicado únicamente por la existencia de alguna partícula de hielo como un granizo o un copo de nieve grande, por lo que el mecanismo de producción de lluvia caliente explicaría solamente gotas inferiores a los 2 mm de diámetro y generalmente producirá precipitaciones ligeras porque este mecanismo es menos eficiente que el de lluvia fría (Lohmann *et al.*, 2016). Asimismo, se estima que en las regiones tropicales, el 69% de la precipitación que alcanza la superficie es producida por mecanismos de lluvia fría, mientras que el resto es producida mediante procesos de lluvia caliente (Lau y Wu, 2003), lo cual evidencia la importancia de las partículas de precipitación en fase sólida para la producción de lluvia.

2.1.2. Intensidad de precipitación (R)

Uno de los parámetros de interés en la medición de la precipitación está relacionado con la tasa o intensidad a la que ésta cae. En este sentido, se denomina intensidad de precipitación (R) al flujo de masa de precipitación colectada en una unidad de área por unidad de tiempo (Habib *et al.*, 2010). Puede ser calculada como la cantidad de agua líquida que caería en un cierto intervalo de tiempo si la intensidad de la lluvia fuera constante sobre ese intervalo, generalmente expresado en mm h^{-1} (American Meteorological Society, 2012b).

2.1.3. Regímenes de precipitación

De acuerdo con Houze (2014), la precipitación ocurre en dos modos o regímenes claramente distinguibles: estratiforme y convectiva. La precipitación estratiforme cae de nubes de tipo *nimbostratus* mientras que la precipitación convectiva cae desde vigorosas nubes *cumulus* y *cumulonimbus*.

Según Houze (1997) y Tokay y Short (1996), la lluvia estratiforme es bastante homogénea en la horizontal y se caracteriza por desarrollarse en ambientes que presentan corrientes ascendentes débiles (apenas unas decenas de centímetros por segundo), limitando el crecimiento de los hidrometeoros, los cuales crecen principalmente por difusión de vapor en la parte superior de las nubes y por agregación y acreción en las regiones más cercanas a la base de la nube produciendo, por tanto, lloviznas o lluvias débiles. En cambio, la lluvia convectiva presenta fuertes corrientes ascendentes (de varios metros por segundo), incluso dentro de la nube, lo que permite que estas corrientes condensen rápidamente el vapor de agua circundante, generando un alto contenido de agua líquida, el cual es llevado hacia las partes altas de la nube, favoreciendo su crecimiento, el cual es mayormente por acreción (considerando la congelación previa de las gotas de lluvia) o colección del agua líquida en la nube por gotas más grandes o partículas de hielo, seguido de colisiones, coalescencia y rompimiento (Figura 2.1).

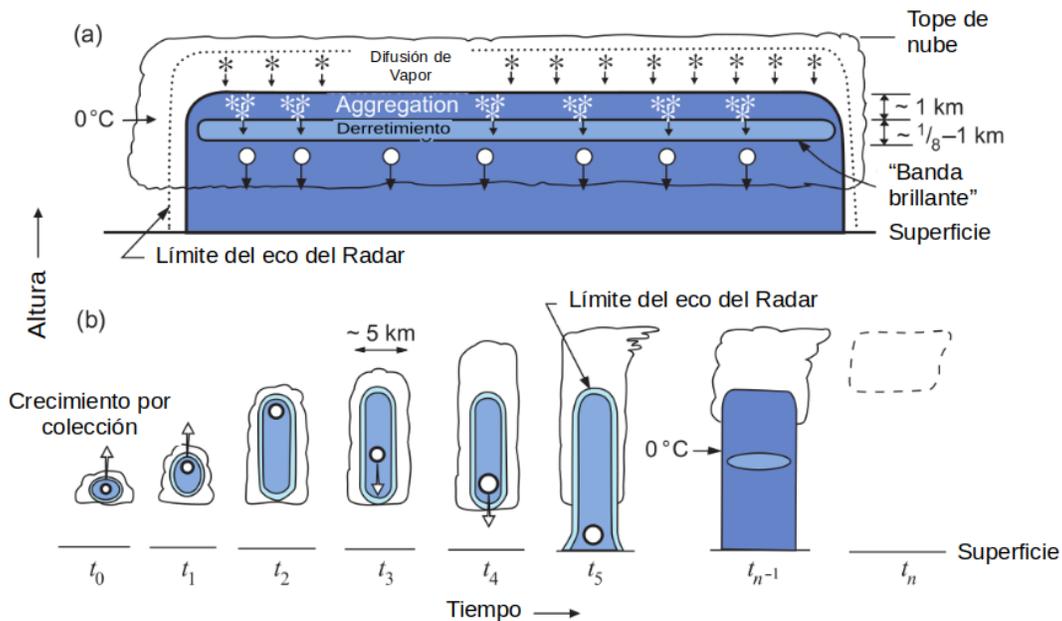


Figura 2.1: Características de la precipitación (a) estratiforme y (b) convectiva. Modificada de Houze (2014).

No obstante, hay evidencia que demuestra que la lluvia estratiforme puede presentarse también en tormentas convectivas en los trópicos en las regiones de decaimiento de las tormentas, donde las corrientes de ascenso y descenso en la tropósfera son débiles en comparación a otras partes de la tormenta, por lo cual se considera que las nubes *cumulunimbus* desarrollan precipitación parte convectiva y parte estratiforme (Houze, 1997). Además, se puede detectar una zona en donde exista una transición entre estos dos modos de precipitación.

Entonces, de forma general, el término **estratiforme** (un adjetivo) describe la naturaleza de algunos mecanismos de crecimiento de precipitación dentro de regiones convectivas, mientras que **convectivo** (un sustantivo) alude a la dinámica de los movimientos verticales de aire dentro de las nubes (Houze, 1997).

Por otro lado, se ha propuesto una clasificación adicional a los regímenes de lluvia, ya sea *transición* o *somero*, basado en observaciones de algunas propiedades microfísicas de la precipitación. La primera refiere a un proceso en el cual, el régimen de lluvia trasciende de convectivo a estratiforme, lo cual se ve reflejado en un decremento unísono de R y de los tamaños de las gotas, mientras que el régimen somero corresponde a periodos con una alta concentración de gotas pequeñas (por ejemplo, lloviznas o lluvias estratiformes muy ligeras) (Montero-Martínez *et al.*, 2021).

2.2. Instrumentación para medir precipitación

De acuerdo con Michaelides *et al.* (2009), se distinguen dos tipos generales de instrumentos para medir precipitación: *in situ* y de percepción remota (o de observación espacial), los cuales se describen a continuación.

2.2.1. Instrumentos de observación puntual (*in situ*)

Dentro de la instrumentación *in situ* pueden considerarse dos categorías: instrumentos que miden y cuentan gotas individuales y aquellos que no. Los instrumentos que miden y cuentan las gotas son llamados disdrómetros; en cambio, los que no, suelen medir el volumen de la suma de un conjunto de gotas y son llamados pluviómetros (Michaelides *et al.*, 2009).

2.2.1.1. Pluviómetros

En cuestión de principio de operación, los pluviómetros son instrumentos relativamente simples que se encargan de medir acumulaciones e intensidades de precipitación. Las mediciones con pluviómetros continúan siendo la base principal para numerosas aplicaciones en la investigación y fines operacionales al obtener mediciones cuantitativas de la cantidad de lluvia acumulada, lo cual resulta útil en ámbitos como la agricultura, monitoreo del recurso hídrico, calibraciones y la evaluación de estimaciones de lluvia por satélite (Habib *et al.*, 2010).

A su vez, los pluviómetros pueden clasificarse como pluviómetros de registro y de no registro. Los primeros son aquellos que automáticamente registran la cantidad de lluvia acumulada como una función del tiempo, mientras que los segundos se basan en mediciones manuales de acumulaciones de lluvia sobre ciertos periodos de tiempo, también llamados pluviómetros convencionales. Sin embargo, los pluviómetros de registro, a diferencia de los convencionales, suelen ser automatizados y modernos.

El pluviómetro de tipo balancín (de registro) es de los más utilizados en la práctica e investigación, el cual contiene un embudo que canaliza el agua hacia un par de contenedores que están sobre un eje horizontal inestable, mismo que permite la decantación de estos contenedores al acumularse una cantidad de agua preespecificada. Este movimiento excita un interruptor electrónico que, a través de pulsos, realiza una medición relacionando estos pulsos con lluvia acumulada. El resultado es un registro de mediciones (pulsos) en la unidad de tiempo especificada al equipo (Habib *et al.*, 2010).

Una de las desventajas de este tipo de pluviómetros es que necesita acumular cierto “peso” en su contenedor para realizar el registro, lo cual significa que intensidades de precipitación bajas, lluvias muy ligeras o lloviznas pueden pasar inadvertidas por este tipo de pluviómetros. Otras fuentes de error para los diversos tipos de pluviómetros son por efectos del viento, principalmente en la horizontal, debido al arrastre de las gotas por las ráfagas, lo cual impide muchas veces que caiga en el colector; pérdidas por evaporación mientras es acumulada en el contenedor o salpicaduras; errores de calibración, entre otros.

2.2.1.2. Disdrómetros

Los disdrómetros (**d**istribution of **d**rops **m**eter) son equipos capaces de medir y contar gotas individuales, por lo cual se pueden obtener fácilmente la distribución de los tamaños y velocidades de caída de las partículas de precipitación, además de poder medir también la acumulación e intensidad de la precipitación que pasa por el área de captación. Existen distintos tipos de disdrómetros, los cuales se diferencian unos de otros a partir del principio de operación de los mismos.

De acuerdo con Kathiravelu *et al.* (2016) entre los disdrómetros más utilizados se encuentran los de impacto, los acústicos, de desplazamiento y los ópticos. Éstos últimos son tecnologías modernas no-intrusivas para medir y contar gotas de lluvia, por lo cual no influyen en el comportamiento de la gota mientras se realizan las mediciones. Dentro de los disdrómetros ópticos encontramos los de dispersión de luz, los cuales involucran la generación de un haz horizontal de luz que viaja hacia uno o varios detectores donde se toman mediciones de la cantidad de luz dispersada por las partículas de precipitación. La atenuación de dicha luz por cada una de las gotas es convertida en un pulso eléctrico por el detector con lo cual posteriormente se puede inferir la velocidad de las partículas.

Una ventaja notoria de los disdrómetros sobre los pluviómetros es que a través de sus mediciones se pueden estimar parámetros de interés en la microfísica de nubes y precipitación, así como en la percepción remota de la misma, específicamente en la calibración de radares meteorológicos.

2.2.2. Instrumentos de observación espacial

2.2.2.1. Radares meteorológicos

La palabra *radar* se deriva del acrónimo “**R**Adio **D**etection **A**nd **R**anging”, el cual refiere a un conjunto de tecnologías que fueron desarrolladas durante la II Guerra Mundial para fines bélicos (detección de aviones militares), mismos que tiempo después comenzaron a mostrar “ruidos” o “ecos extraños” en las señales detectadas. Ahora es sabido que estos ruidos son debidos a la energía que es retransmitida por las partículas de precipitación (partículas en ambos estados de fase, por ejemplo, gotas de lluvia y granizo).

Mientras tanto, anterior a la puesta en práctica del radar para observaciones de precipitación en los años cuarentas, los mecanismos de dispersión de ondas electromagnéticas fueron descritos teóricamente por L. Rayleigh y G. Mie. Rayleigh demostró que la

magnitud de la intensidad de las ondas electromagnéticas retrodispersadas por las partículas de precipitación es directamente proporcional a la sexta potencia del diámetro del dispersor (gotas de lluvia o granizos, para el caso de precipitación), e inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda de las ondas electromagnéticas (Fukao y Hamazu, 2013).

El radar meteorológico emite ondas electromagnéticas con una potencia constante en varios pulsos cortos que son concentrados en un solo haz, a una elevación y azimut predeterminados. El radar mide la energía de las ondas electromagnéticas que es retrodispersada por los hidrometeoros hacia todas las direcciones (ver Figura 2.2), los cuales están situados en un espacio volumétrico (Seo *et al.*, 2010), de modo que una fracción de esa energía será captada por la antena del radar. La distancia (d) de los hidrometeoros con respecto al radar es determinada mediante el tiempo (t) que transcurrió entre la emisión y recepción de la energía, tomando en cuenta que ésta viaja a la velocidad de la luz (c) (Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia, s.f.).

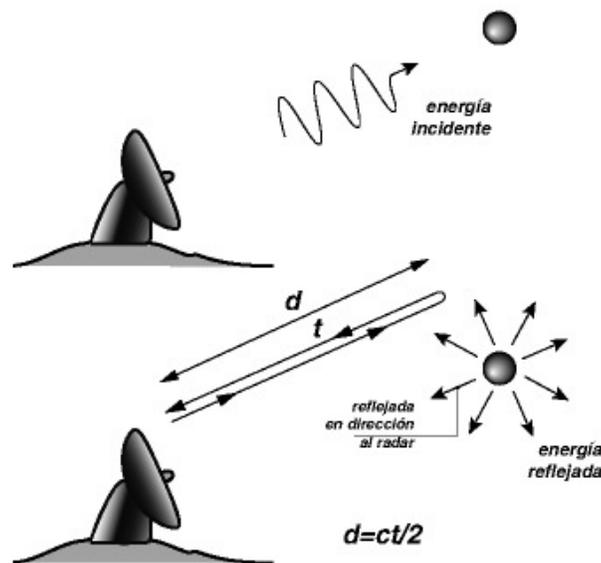


Figura 2.2: Diagrama esquemático de la energía emitida por el radar meteorológico que es captada y retrodispersada por una gota de lluvia. Recuperado de: Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (s.f.).

Una de las características que permite distinguir entre tipos de radares es la resolución espacio-temporal con la que éstos realizan el escaneo en la atmósfera. El escaneo puede durar varios minutos en dependencia de la velocidad de rotación de la antena y el número de elevaciones, los cuales pueden generar un volumen azimutal completo para todas las elevaciones (Thorndahl *et al.*, 2017).

Los radares meteorológicos para fines operacionales pueden clasificarse en tres bandas: S, C y X, los cuales miden la energía retrodispersada por los hidrometeoros a distintas resoluciones espaciales y temporales, como se muestra en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Resoluciones operacionales típicas y rangos máximos para diferentes tipos de radares meteorológicos usados en aplicaciones hidrológicas. Tomado de Thorndahl *et al.* (2017)

Variable	Banda X	Banda C	Banda S
Resolución espacial	100-1000 m	250-2000 m	1000-4000 m
Resolución temporal	1-5 min	5-10 min	10-15 min
Rango cuantitativo máximo	30-60 km	100-130 km	100-200 km

La diferencia de tiempo entre las ondas transmitidas y las ondas recibidas puede traducirse en distancia de los hidrometeoros, con lo cual se puede generar mapas de esta energía retrodispersada en todo el volumen de muestreo (Seo *et al.*, 2010). Esta energía de las ondas electromagnéticas que es retrodispersada por los hidrometeoros es llamada **reflectividad del radar meteorológico**, Z , con unidades de $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ o dBZ, definido como $10\log_{10}(Z)$, la cual depende únicamente de la distribución de los tamaños de los hidrometeoros y no del radar (Krajewski y Smith, 2002; Orellana-Alvear *et al.*, 2017).

2.3. Distribuciones por tamaños de gotas (DSD)

Se sabe que la concentración de gotas de lluvia varía de forma local en tiempo y espacio en un volumen unitario de aire (Figura 2.3). En promedio, en 1 m^3 de aire están contenidas típicamente 10^3 gotas, lo cual está directamente relacionado a la distancia que hay entre ellas (Uijlenhoet y Sempere Torres, 2006). Los diámetros típicos van desde 0.1 a 6 mm, pero la mayoría de las gotas en la naturaleza son menores a los 3 mm (Rogers y Yau, 1996).

Una de las propiedades fundamentales de la lluvia es la distribución de los tamaños de las gotas que la conforman. Formalmente, las distribuciones por tamaños de gotas de lluvia (o DSD, por sus siglas en inglés) son expresadas como el número de gotas por unidad de intervalo de tamaño (usualmente diámetro) por unidad de volumen de espacio (Rogers y Yau, 1996), con unidades típicas de $\text{mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ o cm^{-4} .

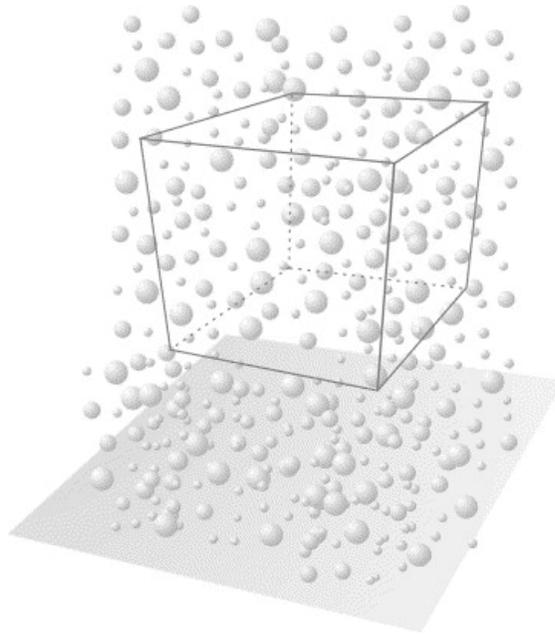


Figura 2.3: Representación esquemática de la distribución espacial y de los tamaños de gotas de lluvia en un volumen de aire. Tomada de Uijlenhoet y Sempere Torres (2006).

Las DSD (o sus momentos) definen muchos de los parámetros involucrados en una amplia lista de aplicaciones en la microfísica de la precipitación y la percepción remota de la misma, por ejemplo, la atenuación por precipitación de la energía electromagnética durante su propagación, la obtención de propiedades de los eventos de precipitación usando radares meteorológicos y el entendimiento de los procesos microfísicos subyacentes en la producción de la precipitación, siendo las interacciones entre hidrometeoros (es decir, los procesos de colisión-coalescencia-rompimiento) los principales mecanismos de evolución de las DSD (Campos, 1999; Testik y Barros, 2007). Los n -momentos de la distribución se pueden calcular con la siguiente ecuación integral (Habib *et al.*, 2010):

$$M_n = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^n N(D) dD \approx \sum_{D_i=D_{\min}}^{D_{\max}} D_i^n N(D_i) \Delta D_i \quad (2.1)$$

Donde $N(D_i)$ tiene unidades de $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$, D y dD están en mm. De la ecuación 2.1 se puede observar que las gotas con diámetro grande tienen mayor influencia en los momentos de mayor orden. Un resumen de los principales parámetros de interés en la física de nubes y percepción remota de la precipitación, obtenidos del cálculo de los momentos de la distribución, se presentan en la Tabla 2.2.

Los primeros estudios para tratar de describir las DSD mediante expresiones matemáticas se remontan a mediados del siglo XX, donde se comenzaron a utilizar distribuciones

Tabla 2.2: Parámetros que son definidos por los momentos de las DSD. Tomada de Habib *et al.* (2010).

Parámetro	Momento	Unidades
Concentración por número (M_0)	$\int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) dD$	m^{-3}
Coefficiente de extensión óptica (S)	$\frac{1}{2}\pi \times 10^{-3} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^2 dD$	km^{-1}
Contenido de agua líquida (LWC)	$\frac{\pi}{6}\rho_w \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 dD$	g m^{-3}
Intensidad de precipitación (R)	$6\pi \times 10^{-4} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} v(D) N(D) D^3 dD$	mm h^{-1}
Reflectividad del radar (Z)	$\int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD$	$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$

estadísticas para caracterizar el comportamiento general de las DSD. El primer trabajo en este sentido fue presentado por Marshall y Palmer (1948), quienes después de obtener los promedios de tamaños de gotas de muchos eventos de precipitación en Canadá, encontraron una relación matemática de tipo exponencial la cual relaciona las DSD como función del tamaño D de las partículas y R del evento. La forma funcional de la distribución Marshall y Palmer (1948) es la siguiente:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (2.2)$$

Donde $N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ es el valor de $N(D)$ cuando $D = 0$ y Λ es el parámetro de pendiente, el cual a su vez es una función de R mediante una ley de potencias de la forma:

$$\Lambda = 4.1 R^{-0.21} \quad (2.3)$$

Con R en mm h^{-1} . La ecuación de Marshall y Palmer (1948) supone que N_0 es constante para toda R ; sin embargo, esto no es del todo correcto. Muchos autores han desarrollado funciones similares a la ecuación de Marshall y Palmer (1948) en donde tanto Λ como N_0 actúan como funciones de R lo cual es una concepción más apropiada (Bennett *et al.*, 1984).

Años más tarde, Ulbrich (1983) toma en cuenta los detalles de la ecuación de Marshall y Palmer (1948) y propone una distribución de tipo Gamma para describir el compor-

tamiento de las DSD como sigue:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (2.4)$$

Donde μ es el parámetro de forma (adimensional) y puede tomar valores positivos o negativos y N_0 tiene ahora unidades de $\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$. Sin embargo, ahora el problema recae en que N_0 carece de sentido físico. En cuanto al parámetro de pendiente Λ , bajo condiciones en donde $\mu > -3$, se puede estimar la pendiente mediante la relación:

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (2.5)$$

Donde D_0 es la mediana del diámetro volumétrico (en mm), definido como el valor de D que divide el volumen de agua líquida en la DSD en dos partes iguales (Testud *et al.*, 2001).

Una de las virtudes de la distribución Gamma es que sus tres parámetros son suficientes para describir las fluctuaciones de las DSD en diferentes escalas de tiempo y espacio; por otro lado, la distribución Marshall y Palmer (1948) es un caso especial de la distribución Gamma para cuando $\mu = 0$ (Caracciolo *et al.*, 2006). Una de las principales diferencias entre la función de Ulbrich (1983) y la de Marshall y Palmer (1948) es que la función Gamma con $\mu > 0$ observa un patrón modal en la DSD, lo cual típicamente ocurre en la naturaleza, mientras que la exponencial no detecta tales modas.

El uso de las DSD, y en particular de las parametrizaciones anteriores, no se limita únicamente a la caracterización de los espectros de gotas y obtención de información sobre la evolución de un evento de precipitación, sino que tienen usos distintos en campos como las ciencias atmosféricas e hidrológicas.

2.3.1. Aplicaciones de las DSD

2.3.1.1. Erosión del suelo

La cantidad de suelo perdido durante un evento de precipitación es resultado de la energía cinética con la que ésta alcanza la superficie (Fox, 2004). De esta forma, es natural pensar que la cantidad de energía con la que la precipitación alcanza la superficie es una función directa de la distribución de tamaños de las partículas de precipitación.

Siguiendo esto, Fox (2004) describe el flujo de energía cinética de las gotas como:

$$E = \frac{\pi\rho}{6} \int N(D)D^3[v(D)]^3 dD \quad (2.6)$$

Donde ρ es la densidad del agua, $v(D)$ es la velocidad terminal de las gotas en m s^{-1} y dD es el intervalo de tamaño entre gotas (mm). El flujo de energía de las gotas es la variable de mayor interés en erosión del suelo por precipitación y si se conoce una parametrización adecuada de $N(D)$ y $v(D)$, se puede determinar con mayor eficacia los efectos de erosión del suelo por impacto de las gotas.

2.3.1.2. Modelos numéricos de nube

En modelos numéricos de pronóstico del tiempo, muchos de los esquemas de parametrizaciones microfísicas se desarrollaron asumiendo una DSD comportada como una distribución exponencial (como la de Marshall y Palmer (1948)) dada su simplicidad; sin embargo, se ha logrado implementar una función tipo Gamma como la parametrización inicial de una DSD en modelos como el WRF (Weather Research and Forecasting), donde se simplificó la función Gamma a un solo parámetro para fines de pronóstico meteorológico (Zhang *et al.*, 2006).

2.3.1.3. Percepción remota de la lluvia

La microfísica de la precipitación permite obtener parámetros de interés en este tipo de técnicas, como el coeficiente de extinción óptica y la reflectividad del radar, mostrados en la Tabla 2.2. Esta investigación se interesa sobre todo en el radar meteorológico y el uso de instrumentos *in situ* para medir la precipitación sobre un punto.

2.4. Relaciones Z - R

Al medir el parámetro Z se puede estimar la cantidad (o intensidad) de la precipitación: las gotas grandes de lluvia retrodispersan la energía de las ondas electromagnéticas en mayor cantidad y de ahí se infiere la ocurrencia de eventos de lluvia (Christodoulou *et al.*, 2004). Dicha conversión implica relacionar la reflectividad observada por el radar con la intensidad de precipitación sobre un punto, es decir, relacionar Z con R . Estos parámetros pueden relacionarse debido a que ambos son funciones de las DSD (Uijlenhoet, 2001).

Esta relación es ampliamente conocida, la cual adopta una forma de ley de potencias como sigue:

$$Z = aR^b \quad (2.7)$$

Donde R está en mm h^{-1} y a y b son coeficientes adimensionales que dependen de los procesos microfísicos que originan la precipitación, específicamente, del régimen de precipitación del que se trate, ya sea lluvia convectiva, estratiforme o somera (Testik y Barros, 2007).

Una apropiada aproximación de las DSD es de gran interés para los hidrólogos y meteorólogos encargados de analizar los productos resultantes del radar (Uijlenhoet, 2001). Mediante esta relación se puede obtener una mejor estimación de la precipitación usando el radar meteorológico; sin embargo, una de las limitaciones de esta relación es que no es única, sino que sus coeficientes varían de lugar en lugar y de radar en radar, y aún si fuera única, esta sería generalmente desconocida. Se han desarrollado diversas relaciones empíricas productos de varios casos de eventos analizados. Marshall y Palmer (1948) desarrollaron una relación Z - R consistente con su distribución exponencial para lluvias estratiformes, principalmente (American Meteorological Society, 2017):

$$Z = 200R^{1.6} \quad (2.8)$$

En general, se dice que se pueden tener valores para los coeficientes a y b de 200-600 y de 1.5-2.0, respectivamente (American Meteorological Society, 2012c). No obstante, aunque exista un rango probable de valores de a y b , no se deben tomar arbitrariamente y deben ser ajustados mediante técnicas estadísticas (como regresiones o ajustes de curvas) y calculando apropiadamente los valores de las DSD.

Capítulo 3

Datos y Metodología

3.1. Zona de estudio

El Estado de Querétaro se encuentra en el centro-norte de México y representa apenas el 0.6 % del territorio nacional. Limita al norte y oeste con Guanajuato, al norte con San Luis Potosí, al este con Hidalgo y al sur con el Estado de México y Michoacán. Pertenece a la llamada región del Bajío mexicano y se encuentra comprendido entre las provincias del Eje Neovolcánico Transversal, Meseta del Centro y la Sierra Madre Oriental (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, [2017](#)).

En el municipio de Querétaro se encuentra la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación (UMDI), Campus Juriquilla de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). En la UMDI está uno de los observatorios de monitoreo atmosférico, perteneciente a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) de la UNAM, identificado con el nombre de observatorio de Juriquilla, Querétaro (OJQRO). Sus coordenadas son: 20.7 °N, 100.4 °W a una altitud de 1,945 m s.n.m. (ver Figura 3.1). Más detalles acerca de la RUOA así como de los instrumentos que se utilizaron para los análisis se describirán en las secciones siguientes.

En el Estado de Querétaro predomina un clima seco y semiseco, variando hacia el este entre cálido subhúmedo, templado subhúmedo, cálido húmedo y templado húmedo en el noreste del estado, en donde se tiene una precipitación media estatal del 570 mm y una temperatura media de 18 °C (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, [2017](#)). En Juriquilla, Querétaro, además del OJQRO, se encuentra una estación climatológica perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional (SMN, estación 22045), la cual se encuentra muy cercana al OJQRO y a una altitud de 1,885 m s.n.m.



Figura 3.1: Localización geográfica del OJQRO. En los círculos rojo y amarillo se encuentran señalados el disdrómetro Campbell PWS100 y el pluviómetro Texas TR-525M, respectivamente. Mapa elaborado con Google Earth Pro. Fotografía del OJQRO tomada de la página oficial de la RUOA (<https://www.ruoa.unam.mx/>).

Se utilizó información de precipitación y temperatura media mensual para describir la climatología del sitio por medio de un climograma, el cual se muestra en la Figura 3.2. Según los registros de esta estación, en Juriquilla se reciben 550.2 mm de precipitación media y la temperatura promedio es de 17.7 °C (Servicio Meteorológico Nacional, *s.f.*). El climograma evidencia claramente una marcada temporada de secas y otra de lluvias, de seis meses de duración cada una. La temporada seca abarca los meses de enero a abril y de noviembre a diciembre, y la de lluvias de mayo a octubre, la cual aporta el 83.6% de la lámina de precipitación.

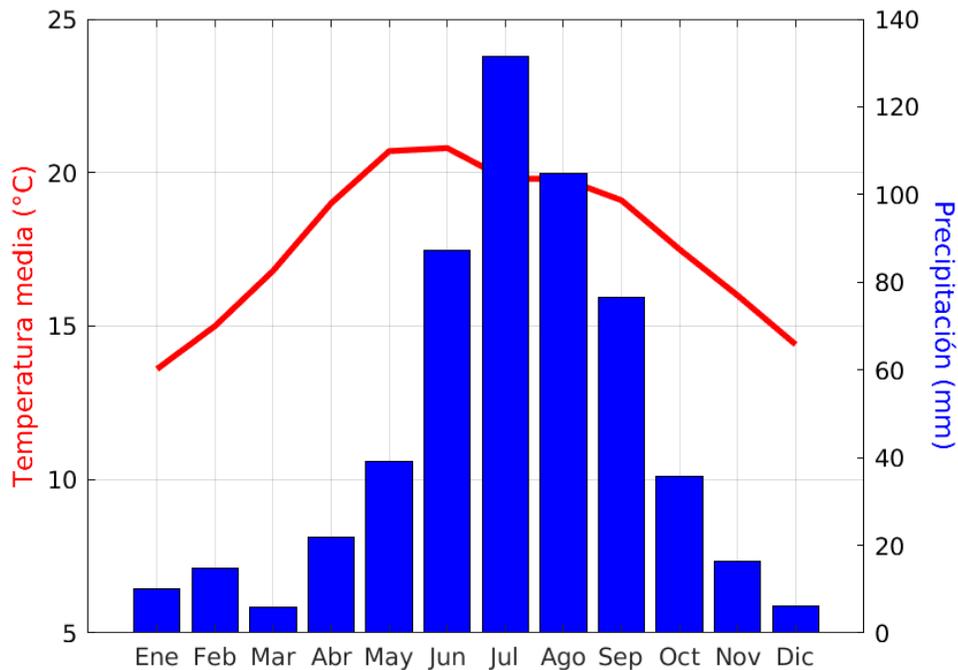


Figura 3.2: Climograma de la estación del SMN en Juriquilla, Querétaro para el periodo 1981-2010. Datos obtenidos del SMN (<https://smn.conagua.gob.mx/es/informacion-climatologica-por-estado?estado=qro>).

3.2. Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos

En el año 2014, la UNAM creó la RUOA para promover la investigación y la docencia de las ciencias atmosféricas en el país. El proyecto busca brindar información atmosférica relevante y confiable para estudiar los problemas emergentes y dar soluciones a los retos que enfrenta el planeta en materia de contaminación atmosférica, cambio climático, recursos hídricos, seguridad alimentaria, entre otros. Dentro de sus objetivos principales se encuentran el establecer una red de observaciones atmosféricas de alta calidad que funcionen para promover la investigación interdisciplinaria; establecer colaboraciones entre entidades de la UNAM y otras instituciones, así como difundir y promover la cultura sobre aspectos climáticos, meteorológicos, de contaminación del aire, entre otras.

La RUOA cuenta con dieciséis observatorios atmosféricos distribuidos a lo largo del país. En estos observatorios se obtienen datos de diferente índole: temperatura, hu-

medad relativa, magnitud y dirección del viento, características de la precipitación, presión atmosférica, radiación solar, visibilidad, mediciones de gases de efecto invernadero, gases criterio, partículas finas (PM2.5), carbón negro, entre otros parámetros. Específicamente para la variable de precipitación, todos los observatorios cuentan con un pluviómetro modelo Texas TR-525M, el cual es de tipo balancín, mientras que solo algunos observatorios de la RUOA (Ciudad Universitaria, Juriquilla, Altzomoni, Los Tuxtlas y Chamela) cuentan con un disdrómetro óptico modelo PWS100, fabricado por Campbell Scientific, el cual mide las distribuciones de tamaños y velocidades de caída de gotas.

3.2.1. Pluviómetro Texas TR-525M

El Texas TR-525M (de ahora en adelante referido como Texas) es un pluviómetro de tipo balancín y se encarga de medir la cantidad de precipitación líquida. Consta de una abertura superior que permite que la lluvia caiga dentro de él y sea contenida en el colector (ver Figura 3.3). El agua colectada es drenada hacia la cubeta de un balancín el cual mide la acumulación de lluvia y causa un cierre momentáneo de un interruptor. A medida que el agua va siendo colectada, el balancín se llena, lo cual conlleva a una decantación del mismo, preparando a la cubeta del balancín para una siguiente acumulación, sin necesidad de intervenir manualmente en el vaciado de la cubeta (Texas Electronics, Inc., [s.f.](#)). La resolución de este equipo es de 0.1 mm de agua acumulada y una precisión del 1 % hasta los 50 mm h⁻¹ y sus mediciones pueden reportarse por minuto o por hora, dependiendo de las necesidades del usuario.



Figura 3.3: Pluviómetro Texas TR-525M. Imagen tomada de Texas Electronics, Inc. ([s.f.](#)).

3.2.2. Disdrómetro Campbell PWS100

De acuerdo con Campbell Scientific, Inc. (2015) el disdrómetro Campbell modelo PWS100 es un sensor de tiempo presente que opera mediante la dispersión de luz de las partículas de precipitación que pasan por el área de muestreo del equipo (Figura 3.4). El PWS100 es capaz de distinguir entre los diferentes estados de fase de los hidrometeoros (líquidos o sólidos) y estima la intensidad de precipitación determinando el tamaño y velocidad de caída de gotas individuales.



Figura 3.4: Disdrómetro Campbell PWS100. Tomada de de Campbell Scientific, Inc. (2015).

El PWS100, diseñado por Ellis *et al.* (2006), consiste en un transmisor que emite un rayo láser y, a través de la difracción de éste por una rejilla y lentes dentro del transmisor, produce cuatro haces de luz que a su vez son detectados por dos detectores, los cuales reciben la luz dispersada por las partículas en un ángulo de 20° con respecto al plano vertical y horizontal de la propagación de los haces de luz, lo que permite que la magnitud de la señales sean similares. La disposición de los detectores es tal que ellos recibirán luz del área de muestreo o de traslape como se muestra en la Figura 3.5, la cual es de 40 cm^2 (0.004 m^2).

La luz es dispersada por los hidrometeoros mediante los mecanismos de reflexión, refracción y difracción de la luz (Ellis *et al.*, 2006) (ver Figura 3.6). Con base en la duración y la intensidad de la oclusión del haz de luz detectada por los sensores, se puede derivar la velocidad de caída y el estado de fase de las partículas observadas (líquido o sólido) y por medio de la correlación de estas variables, se deriva su tamaño, clasificándolas posteriormente en diferentes intervalos de tamaño y velocidad. Los

PWS100 de la RUOA clasifican las características de los hidrometeoros en 34 clases de tamaños y velocidades, que van de 0.1 a 30 mm y de 0.1 a 30 m s⁻¹, respectivamente. La resolución de cada clase es más pequeña para las gotas de menor tamaño y va aumentando conforme aumenta el tamaño de las partículas. Algo similar ocurre para la resolución de las clases de velocidad de caída.

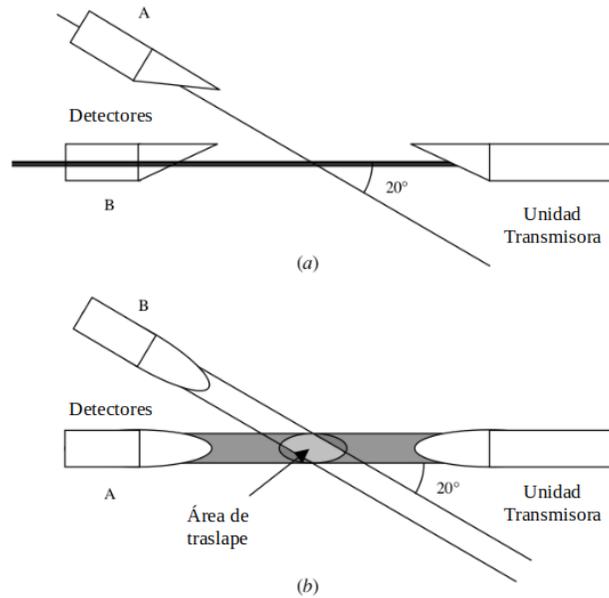


Figura 3.5: Diagrama esquemático que muestra la disposición de la unidad transmisora, los detectores y el área de traslape en la a) vista lateral y b) vista plana del PWS100. Modificada de Ellis *et al.* (2006).

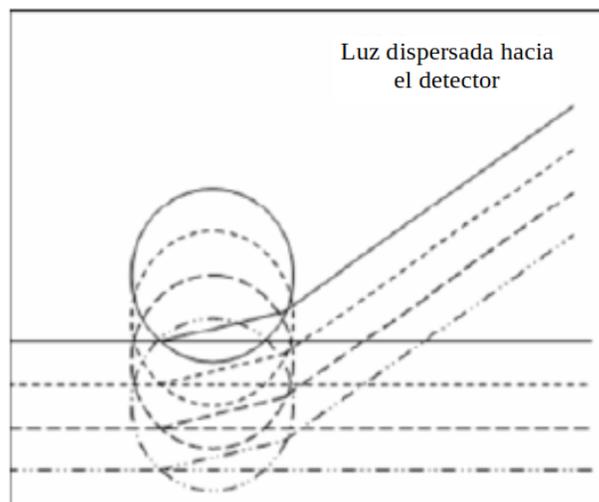


Figura 3.6: Diagrama esquemático que muestra el tránsito de una partícula de precipitación por el área de muestreo y cómo dispersa los cuatros haces de luz hacia los detectores por refracción. Modificada de Campbell Scientific, Inc. (2015).

3.3. Adquisición de los datos del PWS100 y el Texas

En este trabajo se contó con mediciones del PWS100 y del Texas desde noviembre de 2016 hasta diciembre de 2018. La base de datos de ambos equipos fue adquirida del trabajo de servicio social del Lic. Vladimir García Loginova, la cual consiste en tres bases principales: una base de datos crudos del PWS100 (la cual viene desglosada por mes y por día en donde el equipo detectó partículas de precipitación); una base con datos de agua acumulada, la cual contiene archivos de texto por minuto con las acumulaciones de los equipos en un periodo de 24 horas, así como las gráficas correspondientes a dichas acumulaciones. Esta base sirvió para realizar la validación de los datos del PWS100 con respecto al Texas; y una base de datos con variables, la cual contiene información acerca del tipo de precipitación, número de gotas, intensidad de la lluvia, así como los valores de la DSD, para cada minuto de medición. Para más detalles acerca de la elaboración de las bases de datos, así como de las ecuaciones utilizadas para los cálculos de los parámetros de las mismas, se sugiere consultar la tesis de licenciatura de García-Loginova (2019).

La base de datos cruda contiene los datos crudos del PWS100 (arrojados por el equipo) los cuales vienen en formato de archivo de texto (*.dat), y viene ordenada por carpetas nombradas por “PWS100_JQRO_aaaaammdd” donde aaaa corresponde al año, mm al mes y dd al día. Cada carpeta contiene a su vez archivos de texto nombrados por “aaaaammdd-hhxxss” donde ahora hh son las horas, xx son los minutos y ss los segundos. Estos archivos por minuto vienen en un arreglo de 34x34 elementos, que contienen el número de gotas detectadas por intervalo de tamaño y por intervalo de velocidad. Finalmente, fuera de las carpetas nombradas por año-mes-día, existe un archivo nombrado “tipo_ppt_aaaaamm.txt” el cual contiene el tipo de precipitación (clasificada por el PWS100) registrada en cada minuto de observaciones de todo el mes.

La base de datos de agua acumulada contiene nuevamente carpetas separadas por año y mes y vienen nombradas con el siguiente formato: “Acumulacion_PWS100_TR-525M_JQRO_aaaaamm.txt” y al igual que la base de datos cruda, contiene información de cada evento de lluvia detectado por el PWS100 y el Texas, pero conteniendo información acerca de la acumulación por minuto durante 24 horas. Es necesario recalcar que debe existir coincidencia de registro de lluvia por ambos equipos; esto es, si un equipo detecta precipitación pero el otro no, se descarta ese evento de lluvia al no

tener contra qué comparar el registro del equipo que sí logró detectar lluvia.

En cuanto a la base de datos con variables, no se le dio un uso pues los cálculos que allí muestran están realizados por minuto, y la mayor parte de los cálculos realizados en este trabajo están a una resolución distinta a la de esta base de datos, por lo que no fue necesario tomarlos en cuenta.

3.4. Selección y análisis de los eventos de precipitación

3.4.1. Selección de eventos de precipitación

Debido a que el PWS100 tiene un mejor desempeño en detectar el inicio y fin de los eventos de lluvia que el Texas, se tomó como referencia el inicio y final del evento reportado por el PWS100. El mejor desempeño es debido a que el PWS100 detecta las primeras y últimas gotas de un evento de lluvia, sin necesidad de esperar a que se acumule un volumen definido como en el caso del Texas.

Siguiendo esta pauta, en este trabajo se consideraron dos criterios para definir un evento de lluvia:

- Se dice que se tiene un evento de lluvia en donde existieran registros de gotas por minuto de forma continua, y en caso de faltar alguno, éstos no excedieran más de 60 minutos. De presentarse estos casos, se considera un nuevo evento aún si se trata de un mismo día.
- El acumulado de lluvia por evento en ambos equipos debe ser mayor o igual a 0.5 mm.

Primero, se corroboró en la base de datos de agua acumulada que ambos equipos hayan reportado lluvia de manera simultánea. Una vez asegurado los registros por parte de ambos equipos para un mismo evento, se procedió a aplicar los filtros: el primer filtro fue analizado usando la base de datos crudos del PWS100 y el segundo filtro con la base de agua acumulada. Siguiendo estas consideraciones, se seleccionaron los eventos de lluvia analizados.

3.4.2. Análisis de acumulados de precipitación

La comparación entre distintos sensores para medir precipitación es útil para evaluar sus capacidades y limitaciones de diseño con respecto a la exactitud y precisión de las estimaciones de la cantidad de agua líquida y medición de las intensidades de lluvia (Montero-Martínez *et al.*, 2016). En este estudio, el pluviómetro Texas fue escogido como el instrumento de referencia para las cantidades de agua líquida por evento.

Siguiendo a Tokay *et al.* (2014), el sesgo porcentual y el sesgo porcentual absoluto son medidas utilizadas para comparar los acumulados de lluvia totales entre disdrómetros y pluviómetros, así como DSD y otros parámetros-integrados entre disdrómetros. Estos sesgos son calculados de la siguiente manera:

$$sesgo_porcentual = \frac{sesgo}{\langle x, y \rangle}, \quad (3.1)$$

$$sesgo_porcentual_absoluto = \frac{sesgo_absoluto}{\langle x, y \rangle}, \quad (3.2)$$

Donde:

$$sesgo = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i), \quad (3.3)$$

$$sesgo_absoluto = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - y_i|, \quad (3.4)$$

$$\langle x, y \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(x_i + y_i)}{2}. \quad (3.5)$$

Tomando a x como la medida del instrumento patrón o de referencia (Texas) e y como el instrumento por validar (PWS100).

Asimismo, se usó la metodología propuesta por Liu *et al.* (2013), donde también se calcula el sesgo (ΔR) pero usando la suma de todos los valores de acumulación por evento de los dos instrumentos, como sigue:

$$\Delta R = \frac{R_1 - R_2}{R_1} \quad (3.6)$$

Donde R_1 y R_2 denotan la cantidad de agua líquida total de todos los eventos de lluvia analizados por el Texas y el PWS100, respectivamente.

Por otro lado, se hizo un modelo de regresión lineal con MATLAB, en su versión R2019b, con el que se obtuvieron los valores de pendiente y ordenada al origen mediante el método de mínimos cuadrados, sus respectivos errores estándar y el coeficiente de determinación r^2 . Los cálculos de las metodologías de Tokay *et al.* (2014) y Liu *et al.* (2013) fueron calculadas también usando MATLAB.

3.4.3. Clasificación de eventos por temporada

Como se mencionó en la sección 3.1, existe una clara diferencia de aportación de precipitación durante los meses de mayo a octubre (temporada lluviosa) y de noviembre a abril (temporada seca), por lo que los eventos de lluvia fueron reclasificados de la siguiente manera: temporada seca 2016-2017; temporada lluviosa 2017; temporada seca 2017-2018; temporada lluviosa 2018, así como secas total y lluvias total (juntando ambas bases de secas y lluvias por separado) y años completos (todos los eventos juntos). Después, se crearon nuevas carpetas de temporadas secas y de lluvias que contienen los datos de los eventos de lluvia seleccionados usando los criterios anteriores. De esta forma se facilitará el análisis de la lluvia en cada temporada.

3.4.4. Cálculo de parámetros microfísicos de interés

Típicamente, los radares meteorológicos operacionales más usados tienen una resolución temporal de 5 minutos entre cada escaneo a la atmósfera (ver Tabla 2.1). Con base en esto, el análisis de los datos se hizo con los resultados de las diferentes variables para periodos de 5 minutos. Tomando en cuenta estos periodos, se buscó caracterizarlos por régimen de lluvia.

Para ello, se hizo un código computacional en MATLAB que permitiera realizar los cálculos en dichos periodos. De forma general, el código se encarga de leer los archivos de texto por minuto de la base de datos de eventos seleccionados (que contiene los datos crudos del PWS100). Recordemos que cada archivo contiene el número de gotas detectadas y son ordenadas en una matriz de 34x34 elementos, que representan los intervalos de tamaño y velocidad de caída de los hidrometeoros. Una vez leídos estos datos, el programa se encarga de sumar estas matrices elemento a elemento en periodos de 5 minutos, es decir, realiza una suma cada cinco matrices. Finalmente todas estas sumas matriciales se guardaron en una variable llamada “*Matriz_Sumada*”, sobre las cuales se realizarán todos los cálculos posteriores.

Los cálculos fueron hechos sobre la *Matriz_Sumada* en el siguiente orden: $N(D)$ ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$), R (mm h^{-1}), Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ y dBZ), y los parámetros de la ecuación de Marshall y Palmer (1948) (ecuación 2.2), N_0 ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) y Λ (mm^{-1}).

Para cada parámetro se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$N(D_i) = \sum_{i=1}^{34} \frac{n_i}{Atv_i \Delta D_i} \quad (3.7)$$

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{34} \left(\frac{n_i}{At}\right) D_i^3 \quad (3.8)$$

$$Z = \sum_{i=1}^{34} \sum_{j=1}^{34} \left(\frac{n_{ij}}{Atv_j}\right) D_i^6 \quad (3.9)$$

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log_{10}(Z) \quad (3.10)$$

Donde n es el número de gotas detectadas por el PWS100 que cayeron en un cierto intervalo de tamaño y velocidad, A es el área de muestreo del PWS100 en m^2 , t es el tiempo de muestreo en s (300 s en este caso), v es intervalo de velocidad de caída de gotas en m s^{-1} , ΔD y D son el intervalo de tamaño y tamaño de las gotas, respectivamente, en mm.

Es importante resaltar que se aplicó un recorte a los tamaños de gotas muy pequeños y grandes: de acuerdo con el manual del PWS100, el intervalo de D que puede medir el instrumento va desde 0.05 a 25.6 mm (los hidrometeoros son clasificados en 34 categorías de tamaño), pero se decidió trabajar únicamente con el intervalo comprendido entre 0.45 y 6 mm, lo cual coincide con las categorías de tamaño de la 5 a la 23 (de las 34 categorías originales). Se tomó este intervalo debido a que se considera que las gotas típicas en la naturaleza no rebasan los 6 mm, ya que son muy inestables y eventualmente se romperán, además de tener valores de concentración extremadamente bajos en las DSD; mientras que las partículas menores a 0.45 mm suelen ser producto del rompimiento, tienen una mayor incertidumbre en sus mediciones y su aporte al volumen de agua líquida total en cada evento es muy bajo.

El diámetro medio ponderado por la masa o diámetro másico medio, D_m , y D_0 , son parámetros que se usan para caracterizar, de forma sencilla, las DSD, reduciendo el número de parámetros para describir cualquier espectro (como N_0 , Λ o μ) a uno solo.

En particular, D_m se define como el resultado de la división entre el cuarto y el tercer momento de las DSDs. Testud *et al.* (2001) mencionaron que D_m y D_0 son muy similares, e incluso Ulbrich (1983) propone usar D_m como proxy para D_0 , ya que este último es un parámetro más difícil de obtener en la práctica. El cálculo de D_m se hizo usando la siguiente ecuación:

$$D_m = \frac{\int_{D_{\text{mín}}}^{D_{\text{máx}}} N(D) D^4 dD}{\int_{D_{\text{mín}}}^{D_{\text{máx}}} N(D) D^3 dD} \quad (3.11)$$

O bien,

$$D_m = \frac{\sum_{i=5}^{23} N(D)_i D_i^4 \Delta D_i}{\sum_{i=5}^{23} N(D)_i D_i^3 \Delta D_i} \quad (3.12)$$

Además, se calculó el acumulado de agua líquida (Acc) por periodo. Dado que se trabajó con periodos de 5 minutos, éstos equivalen a una doceava parte de una hora, por lo que se aplicó la siguiente relación:

$$Acc = R/12 \quad (3.13)$$

Después de realizar los cálculos, se aplicó un nuevo filtro pero ahora a la intensidad de precipitación: aquellos periodos en donde R fuera menor a 0.1 mm h^{-1} era desechado y se eliminaban los datos de las demás variables correspondientes a ese periodo filtrado.

Por último, el resumen de los valores de todas estas variables por periodos y eventos fue vaciado en una base de datos para facilitar el acceso a los datos. Cabe mencionar que se mantuvo la separación entre temporada secas y lluviosas para el cálculo de estos parámetros, no así para los valores de acumulados de lluvia en donde se analizaron todos los eventos por igual sin hacer ninguna discriminación de periodos.

3.4.5. Caracterización de periodos por régimen de lluvia

Basados en la metodología planteada por Montero-Martínez *et al.* (2021), el primer paso fue calcular los parámetros de D_m y Acc por minuto y posteriormente obtener su producto. Para la estimación de D_m y Acc se usaron las ecuaciones 3.12 y 3.13. Después se calculó la desviación estándar del producto en periodos de 5 minutos, es decir, se tomaban los primeros 5 valores de los productos y para este grupo de datos se calculaba la desviación estándar, repitiendo la operación n -veces, donde n es el número de

minutos que duró cada evento de lluvia analizado, obteniendo al final un total de $n/5$ valores de desviación estándar del producto de Acc y D_m ($\sigma_{(Acc*D_m)}$). Es importante notar que las unidades de $\sigma_{(Acc*D_m)}$ son mm^2 , lo cual carece de sentido físico, por lo que solo se usará su valor como un criterio de clasificación.

Para determinar si el periodo es de un régimen convectivo, estratiforme o somero, se usaron los siguientes umbrales:

- Si $\sigma_{(Acc*D_m)} \geq 0.1$, se trata de un régimen **convectivo**.
- Si $0.1 > \sigma_{(Acc*D_m)} \geq 0.01$, se trata de un régimen **estratiforme**, y
- Si $\sigma_{(Acc*D_m)} < 0.01$, se trata de un régimen **somero**.

Una vez obtenidos los valores de $\sigma_{(Acc*D_m)}$ por periodo, por evento y por temporada, se agrupaban con las bases de datos que contenían los parámetros microfísicos descritos anteriormente. Después, se hizo una nueva base de datos con los valores de R , Z y $N(D)$ pero ahora por régimen de lluvia, las cuales serán de gran ayuda para la obtención de las relaciones Z - R y para describir el comportamiento promedio de valores de $N(D)$ por régimen, como se detallará en secciones posteriores.

3.5. Parametrización de las DSDs

Se parametrizaron los valores de $N(D)$ por temporada del año con el fin de explorar la variabilidad de los espectros de gotas. Para ello se trabajó siguiendo una función exponencial como la propuesta por Marshall y Palmer (1948), descrita en secciones pasadas. Se agruparon los valores de $N(D)$ por categoría de R , mostradas en la siguiente tabla:

Tabla 3.1: Categorización de la intensidad de la lluvia con base en el valor de R . Modificada de Organización Meteorológica Mundial (2008).

Rango	Categoría
$R < 2.5 \text{ mm h}^{-1}$	Débil
$2.5 \leq R < 10 \text{ mm h}^{-1}$	Moderada
$10 \leq R < 50 \text{ mm h}^{-1}$	Fuerte
$R \geq 50 \text{ mm h}^{-1}$	Extrema

Para cada base de datos por temporada del año, se reorganizaron los valores de $N(D)$ por categoría de R . Ya organizados en estas categorías, se promediaron los valores de $N(D)$ de cada periodo de 5 minutos para cada tamaño de gota.

Además, se hizo un recorte en los espectros por tamaños de gotas para todas las categorías: Primero, se analizó el comportamiento de las DSD para determinar sobre qué valor de D se encontraba la primera moda la distribución, encontrando que a partir de 0.75 mm se encuentra, en promedio, la moda inferior de las DSD. Segundo, se tomó como límite superior la categoría de tamaño que tuviera un valor de $N(D)$ mayor o igual que $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$, ya que valores inferiores a 1 no tienen un sentido práctico en la realidad. Entonces se realizó el ajuste para el rango: $D \geq 0.75 \text{ mm}$ y $N(D) \geq 1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ para cada categoría de R . Estos rangos fueron propuestos con el fin de encontrar el mejor ajuste posible a los datos.

Una vez filtrados los valores de $N(D)$ para cada categoría de R , se procedió a realizar los ajustes exponenciales tipo Marshall-Palmer. Para ello, se procedió a obtener los valores de los coeficientes N_0 y Λ mediante un modelo de regresión lineal por mínimos cuadrados utilizando el programa LibreOffice 7.1 Calc.

3.6. Obtención de las relaciones Z - R

De forma general, se tienen dos bases de datos: una que agrupa los periodos analizados por temporada del año y otra que lo hace por régimen de lluvia. Para el caso de las bases de datos por temporadas, se agruparon las parejas de datos de Z y R de las siete temporadas definidas en la sección 3.4.3 en una nueva base de datos, y se hizo lo mismo para el caso de la base de datos por régimen de lluvia.

Para realizar las estimaciones de ley de potencias, se usó el Toolbox de MATLAB “*Curve Fitting*”. La forma tradicional de obtener estos ajustes es aplicando un método de regresión lineal pero tomando logaritmos base 10 en este caso; sin embargo, se ha demostrado que al usar un modelo lineal como $\log_{10}(R)$ - $\log_{10}(Z)$ se pueden obtener valores subóptimos en los coeficientes a y b de las relaciones Z - R (Alfieri *et al.*, 2010), por lo cual se optó por mejorar la robustez de la regresión y no tomar los logaritmos.

En este caso, para mejorar la robustez en la regresión se usó el método de los residuales mínimos absolutos (o LAR, por sus siglas en inglés), el cual es similar el método de

mínimos cuadrados, pero con la ventaja de que minimiza las diferencias absolutas, por lo cual los valores atípicos u *outliers* tienen menor peso en el ajuste que usando las diferencias al cuadrado (MathWorks, s.f.), lo cual nos dará seguridad de que se podrá obtener el mejor ajuste posible a nuestros datos. Así mismo, se obtuvieron métricas de bondad de ajuste tales como r^2 y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés), también conocido como el error estándar del ajuste o la regresión. Este procedimiento se repitió para todas las bases de datos por temporada y por régimen de lluvia. Los valores resultantes fueron guardados para su posterior análisis y discusión.

3.6.1. Comparación de los coeficientes a y b entre temporadas seca y lluviosa

Para corroborar que existen diferencias en las estimaciones de los coeficientes a y b entre las temporadas secas total y lluvias total, se hizo un contraste de medias usando el estadístico t de Student. Para ello, se dividió cada base de datos de secas y lluvias totales en 5 sub-bases, tratando de que tuvieran la misma cantidad de datos cada una, resultando en 4 sub-bases de 82 datos y 1 de 83 datos para el caso de las secas totales (411 datos en total) y 4 bases de 555 datos y 1 de 557 datos para las lluviosas totales (2777 datos en total, ver Tablas 4.6 y 4.7). Después se procedió a obtener los valores de a y b para cada subconjunto de datos por medio de las regresiones potenciales anteriormente descritas. Con los resultados de a y b se calcularon la media (\bar{a} y \bar{b}), desviación estándar y la desviación estándar de la media ($\sigma_{\bar{a}}$ y $\sigma_{\bar{b}}$), siendo éste último calculado como la desviación estándar dividido entre la raíz cuadrada del número de datos. Con estos datos se realizó una prueba de hipótesis usando un valor de t crítico al 95 % de confianza (para un valor de grados de libertad igual a 8) contra el cual se comparará nuestro estadígrafo t para evaluar las hipótesis establecidas de la comparación.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Eventos seleccionados

Luego de aplicar los filtros descritos en la sección 3.3, se obtuvo un total de 125 eventos, los cuales vienen desglosados por periodo en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Número de eventos de lluvia seleccionados por temporada.

Temporada	Eventos
Seca 2016-2017	18
Lluvias 2017	49
Seca 2017-2018	3
Lluvias 2018	55
Total	125

En la temporada seca de 2017-2018 se tuvo un número muy bajo de eventos por mes; de hecho, de noviembre de 2017 a abril de 2018, solo hubo un evento por mes, y en diciembre no se tuvo registro de alguno. De los cinco meses restantes, dos tuvieron una acumulación inferior a los 0.5 mm, lo cual era un filtro para tomar en cuenta un evento. Es importante tener esto en mente para el análisis de los resultado sobre la relación $Z-R$ en ese periodo.

4.2. Análisis de valores de acumulación de los eventos seleccionados

4.2.1. Valores de sesgo

Los valores negativos en la Tabla 4.2 indican que, de manera sistemática, el Texas detecta menos cantidad de agua acumulada (al rededor de un 20 % menos) que el PWS100. Según Wang *et al.* (2008), al realizar comparaciones de lluvia (ya sea acumulaciones o intensidad) entre pluviómetros y disdrómetros, se espera que las diferencias observadas por ambos equipos no rebasen el rango de 10 a 20 %, las cuales pueden ser atribuidas por la variabilidad espacial de la lluvia, precisión de los instrumentos o efectos ambientales.

Tabla 4.2: Distintos valores de sesgo para comparar los acumulados del Texas y el PWS100, siguiendo las metodologías de Tokay *et al.* (2014) y Liu *et al.* (2013).

Medidas	Valor (%)
Sesgo porcentual	-20.47
Sesgo porcentual absoluto	20.47
Sesgo	-20.2

La comparación de los valores de acumulación de estos equipos muestra que las diferencias obtenidas caen dentro de lo esperado de acuerdo con otros estudios.

4.2.2. Modelo de regresión lineal

Continuando con la validación de los datos del PWS100, se presenta ahora el modelo de regresión lineal obtenido, cuyos parámetros se muestran en la Tabla 4.3 y de manera gráfica en la Figura 4.1. Al observar el valor de la pendiente, se corrobora la sobreestimación al rededor de un 20 % la acumulación de lluvia del disdrómetro con respecto al pluviómetro, coincidiendo con los valores obtenidos en sesgos así como la teoría de Wang *et al.* (2008). Por otra parte, El valor de la ordenada concuerda perfectamente con la resolución del Texas (0.1 mm), lo cual reduce la posibilidad de que exista algún error sistemático. En cuanto a la bondad de ajuste de nuestro modelo de regresión, éste arrojó un valor de $r^2 = 0.979$, lo cual nos indica que nuestro modelo explica alrededor del 98 % de la varianza de nuestro conjunto de datos.

Tabla 4.3: Parámetros del modelo de regresión lineal obtenidos de la regresión de los datos de acumulación entre el PWS100 y el Texas.

Parámetro de la regresión	Estimación	Error estándar
Ordenada al origen	-0.1	0.2
Pendiente	1.2	0.02

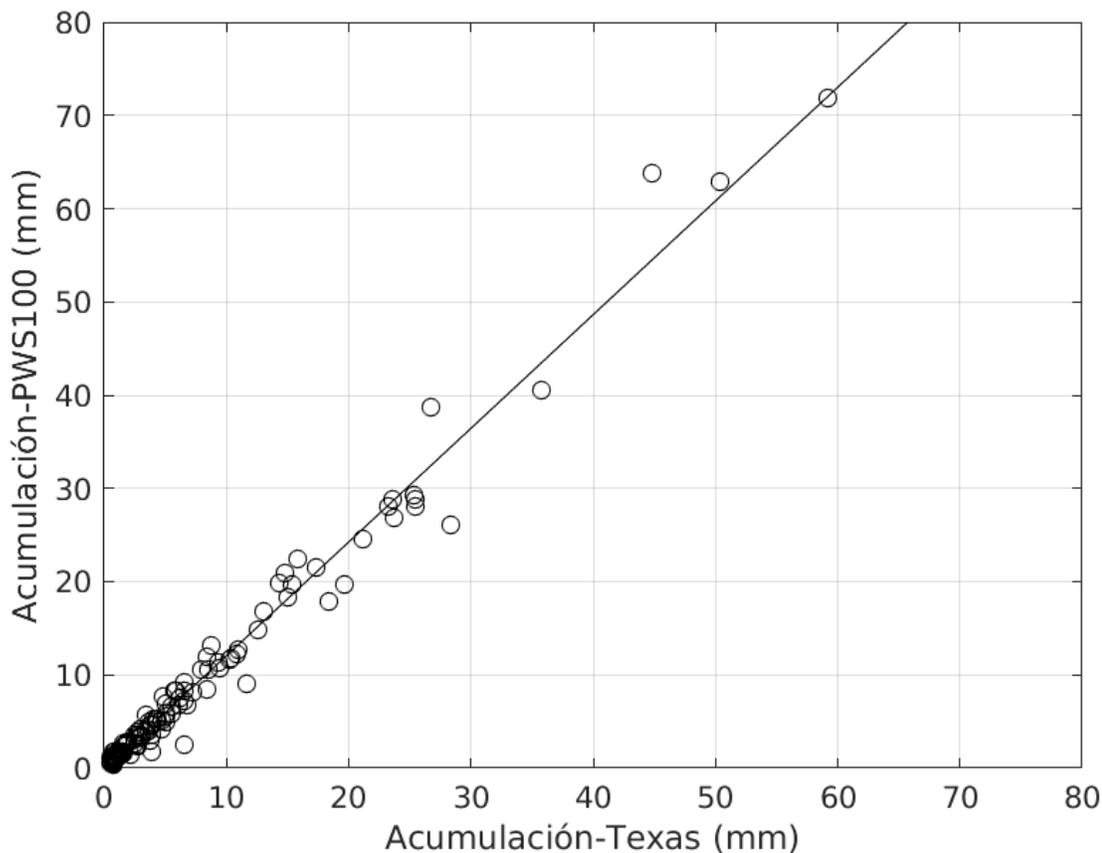


Figura 4.1: Gráfico de dispersión que muestra los acumulados por evento del PWS100 y el Texas. La línea negra continua indica el modelo de regresión lineal estimado cuyos parámetros se muestran en la Tabla 4.3.

Con esto confirmamos que dentro de los intervalos de incertidumbre de los equipos, ambos miden acumulaciones de lluvia similares, aunque existe una sobreestimación en la cantidad de agua acumulada por parte el disdrómetro con respecto al pluviómetro del orden de un 20 %.

4.3. Caracterización de periodos por régimen de lluvia

Para ilustrar la metodología descrita en las secciones 3.4.4 y 3.4.5, se muestra un análisis de una tormenta ordinaria que ocurrió el 9 de marzo de 2017, mostrado en la Figura 4.2. Este ejemplo es un caso típico de una tormenta convectiva ordinaria o chubasco, donde en relativamente poco tiempo, se acumuló una cantidad de agua líquida considerable.

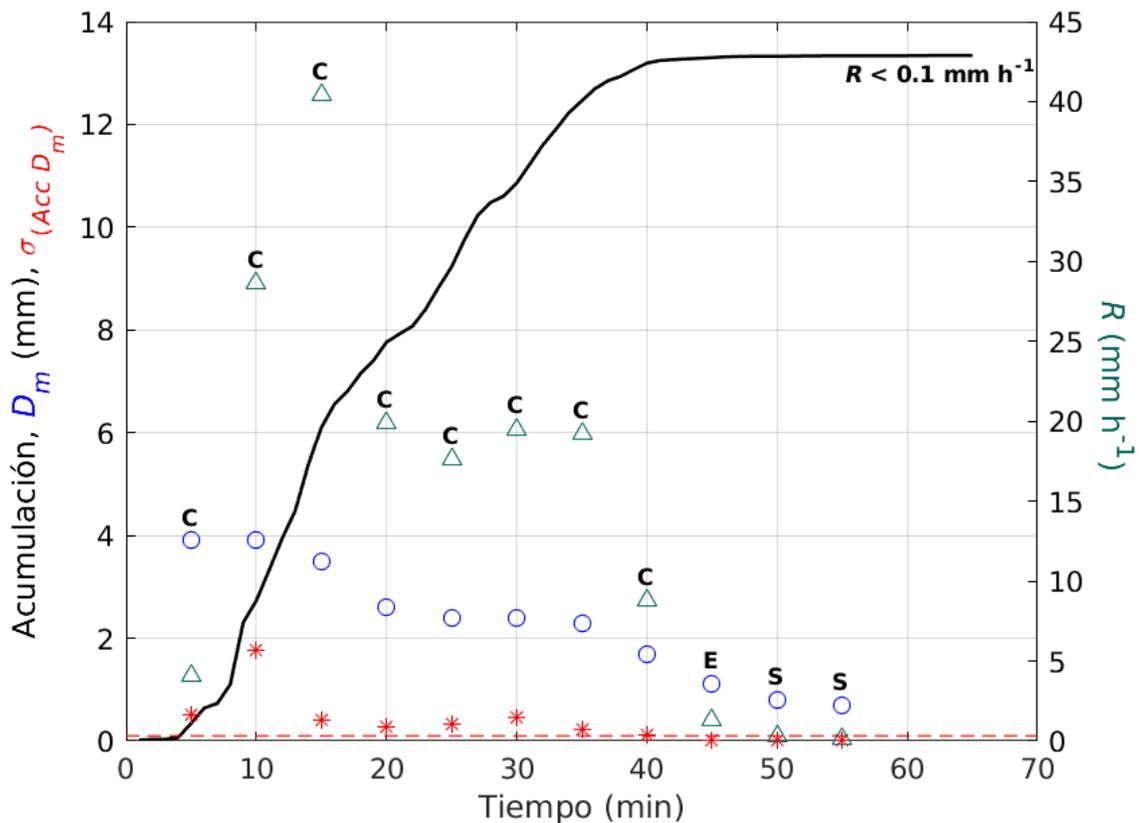


Figura 4.2: Análisis de algunos parámetros microfísicos y de la caracterización de periodos por régimen de lluvia para cada 5 minutos durante la tormenta del 9 de marzo de 2017. La línea negra continua muestra la evolución del acumulado de lluvia en el tiempo; los círculos azules representan el D_m ; los triángulos verdes muestran el valor de la intensidad de precipitación; los asteriscos rojos son los valores de $\sigma_{(Acc \cdot D_m)}$ y la línea punteada roja es el umbral para determinar un periodo convectivo (0.1). Las letras 'C', 'E' y 'S' se usaron para identificar si se trató de un periodo convectivo, estratiforme o somero, respectivamente.

Los valores de R por encima de los 20 mm h^{-1} ocurren cuando D_m es mayor a los 2 mm, mientras que durante el decaimiento de la tormenta (a partir del minuto 40), D_m tiende

a disminuir a la mitad del tamaño. También se observa que la mayor acumulación de agua líquida ocurre durante los primeros 40 minutos de la tormenta, coincidiendo con los periodos convectivos señalados a partir del minuto 5 hasta el 40. Asimismo, puede notarse una buena correspondencia del decaimiento de la tormenta con la transición entre periodos estratiformes y someros: ambos regímenes ocurren cuando R disminuye abruptamente, por debajo de los 5 mm h^{-1} . Posterior al minuto 55 siguió acumulándose agua líquida a una R menor a 0.1 mm h^{-1} , datos que fueron filtrados pero con presunto carácter de régimen somero.

El procedimiento descrito, así como el análisis discutido, fue repetido para todos los eventos analizados. El resumen del número de periodos determinados para cada régimen de lluvia se muestra en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4: Número de periodos por régimen de lluvia. N.D. significa “no determinado”.

Régimen	Número de periodos
Convectivo	450
Estratiforme	1218
Somero	1513
Total	3181 (+ 7 N.D.)

Casi el 50 % de los periodos estudiados fueron de carácter somero, mientras que cerca del 38 % fueron estratiformes y 14 % fueron de carácter convectivo. Es importante mencionar que aunque la mayor parte de los eventos ocurrieron durante la temporada lluviosa (Tabla 4.1), no necesariamente la mayoría de los periodos son de carácter convectivo, aún cuando se espera que la mayor actividad convectiva se presente durante esta temporada. No obstante, como se mostró en la Figura 4.2, los periodos convectivos son los que mayor agua líquida aportaron al acumulado total de la tormenta, lo cual es la tendencia general en todos los regímenes convectivos. Esto puede verse más claramente en la Figura 4.3.

Con los periodos someros ocurre lo inverso, a pesar de su mayor frecuencia dentro de la cantidad total de regímenes analizados, dadas sus características, éstos fueron los que menor agua líquida aportaron a la lámina total de todos los eventos. En tanto, los estratiformes quedan nuevamente “en medio” de esta categoría.

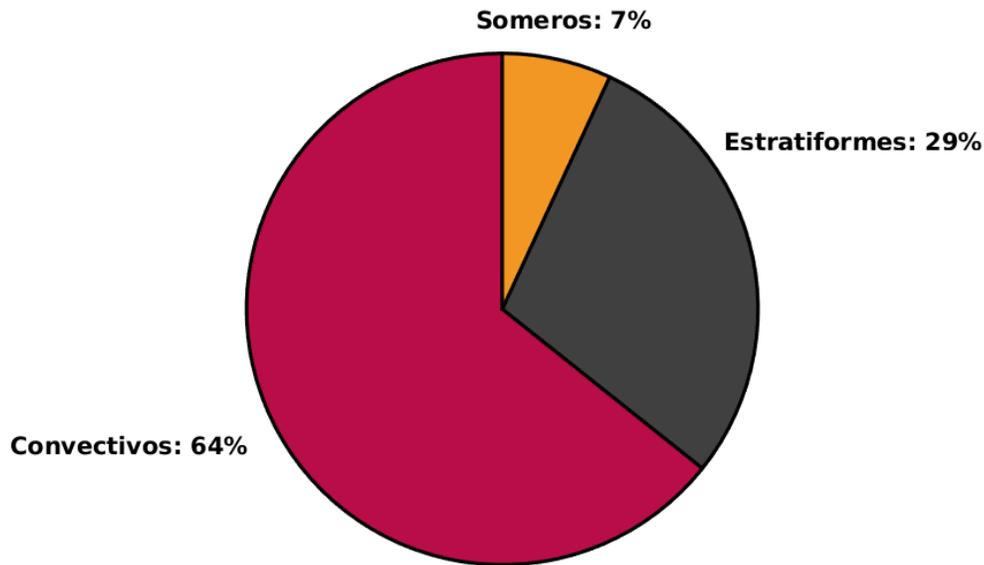


Figura 4.3: Contribución a la cantidad de agua líquida medida por el PWS100 para cada régimen de lluvia.

4.4. Parametrizaciones y análisis de las DSDs

4.4.1. Parametrizaciones de las DSDs por temporada del año

La Figura 4.4 muestra aquellos valores de $N(D)$ que tuvieron una concentración mayor a $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ para tamaños de gotas mayores o iguales a 0.75 mm . Como se aprecia, para valores de R débiles, el límite superior de D es de apenas 2 mm , y se observa que a medida que R aumenta (o subimos de categoría), el espectro comienza a hacerse más ancho; esto es, para las categorías fuerte y extrema, el límite superior de D rebasa los 4 mm de diámetro. También debe destacarse que a medida que R es más débil (fuerte, extrema), la pendiente, Λ , es mayor (menor) (Tabla 4.5, columna de Λ).

En cuanto a los parametrizaciones tipo Marshall-Palmer, vemos cómo todos tienen un buen ajuste a nuestros datos, lo cual se corrobora observando los valores de r^2 , donde prácticamente todas las categorías de R de todas las temporadas tuvieron valores mayores a 0.9 e incluso muy cercanos a 1 , lo cual expresa la calidad de los ajustes a nuestros datos dentro de los rangos considerados.

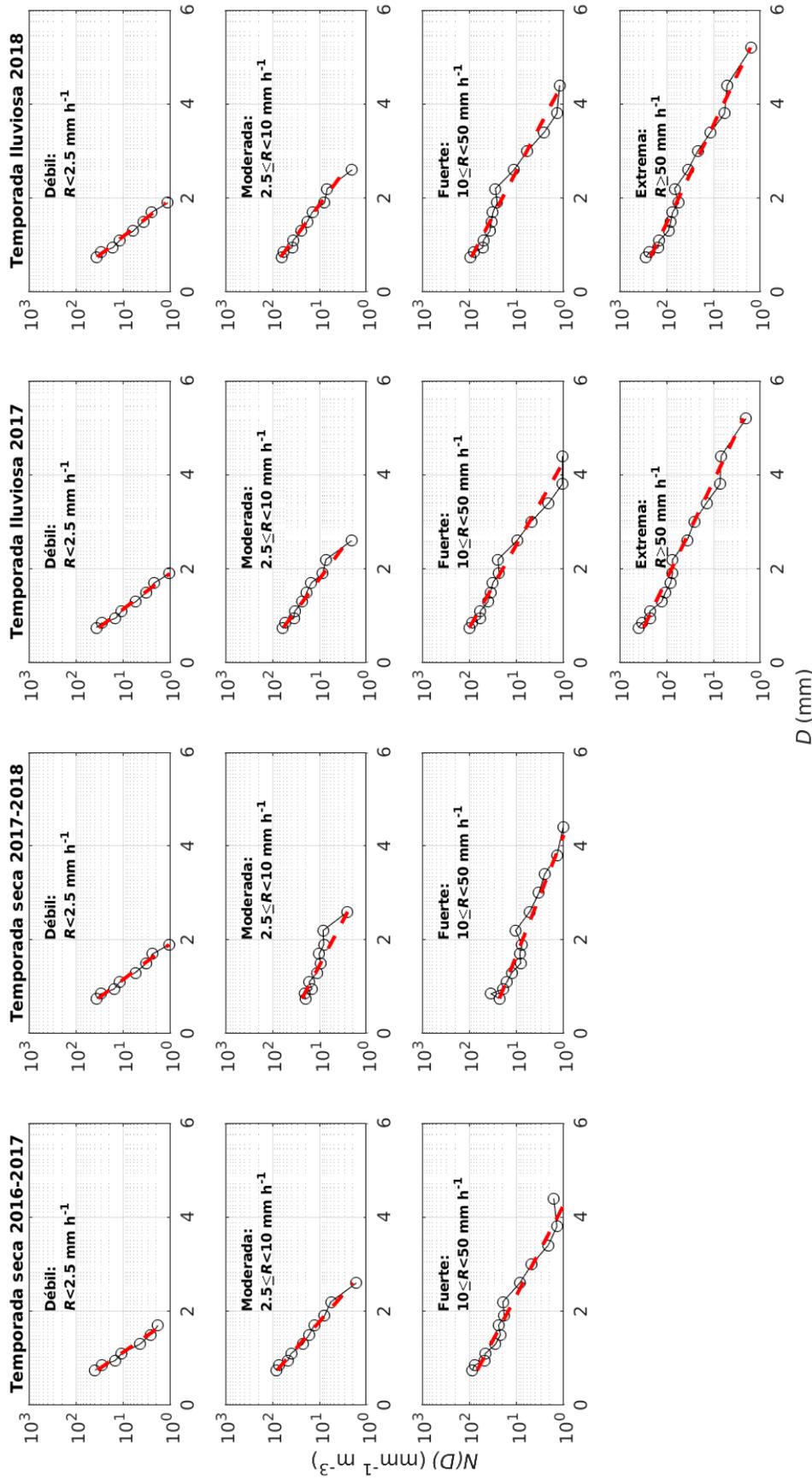


Figura 4.4: Valores promedio de $N(D)$ medidos por el PWS100 (líneas y círculos negros) y ajustes tipo MP (líneas rojas discontinuas) por temporada del año para cada categoría de R .

Tabla 4.5: Resumen de parámetros N_0 y Λ de los ajustes Marshall-Palmer por temporada del año y categoría de R . n indica el número de periodos usados en cada ajuste y r^2 es el coeficiente de determinación.

Temporada	Categoría de R	n	N_0 ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)	Λ (mm^{-1})	r^2
Seca 2016-2017	Débil	252	416.8	3.3	0.979
	Moderada	74	359	2.0	0.987
	Fuerte	15	166	1.2	0.960
Seca 2017-2018	Débil	55	321.7	3.0	0.987
	Moderada	12	58.8	1.2	0.879
	Fuerte	3	45.3	0.9	0.948
Lluviosa 2017	Débil	859	310.6	3.0	0.987
	Moderada	301	212.6	1.7	0.972
	Fuerte	98	264.4	1.3	0.973
Lluviosa 2018	Extrema	9	703.6	1.1	0.983
	Débil	1000	313.6	2.9	0.991
	Moderada	352	242	1.7	0.980
	Fuerte	145	221.4	1.2	0.966
	Extrema	13	500	1.1	0.981

4.4.2. Análisis de las DSDs por régimen de lluvia

En este caso no se realizó una parametrización, sino que solo se analiza su tendencia. En la Figura 4.5 se aprecia que al igual que en las DSD con categorías de R fuerte y extrema, el espectro de gotas del régimen convectivo se hace más ancho. Esto es debido a que en el régimen convectivo se presentan los valores de R más altos. Por su parte, a medida que el régimen cambia a ser estratiforme o somero, el espectro decrece, teniendo valores de $N(D)$ muy bajos, a partir de tamaños de gotas menores de 3 mm.

Es de notar que en el caso del régimen convectivo, las concentraciones de $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ o cercano a éste ocurren para D mayores a 4 mm, y se tienen valores de concentración relativamente altos (mayores a $0.1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$) para tamaños de 5 a 6 mm, a pesar de que las concentraciones por número de gotas con diámetros mayores a 6 mm en la naturaleza son extremadamente pequeñas (Barros *et al.*, 2010). La presencia de gotas gigantes ($D > 5$ mm) es asociada con altos valores de R en nubes convectivas sobre regiones tropicales como resultado de una fuerte actividad en los procesos de colisión-

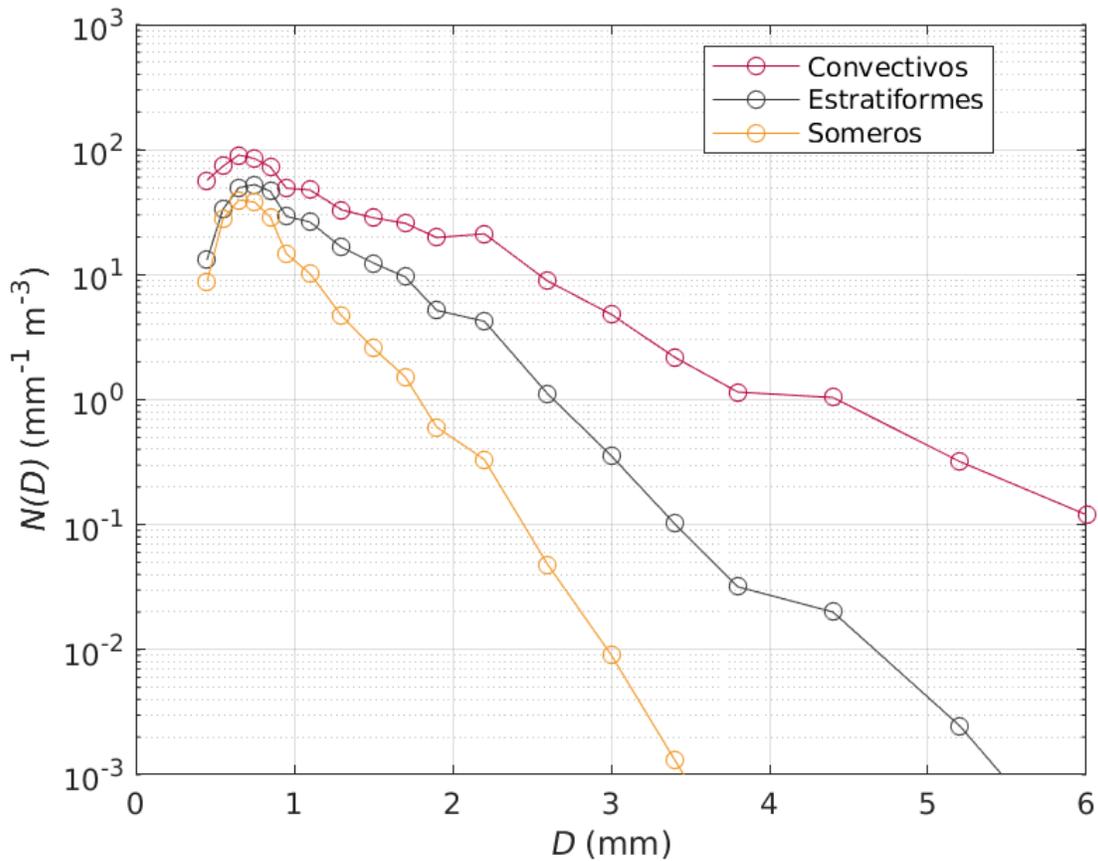


Figura 4.5: Valores promedio de $N(D)$ medidos por el PWS100 para cada régimen de lluvia.

coalescencia, las cuales son favorecidas por fuertes corrientes de ascenso dentro de las nubes y una alta humedad circundante, así como del derretimiento de partículas sólidas, ya sea granizo o graupel (Martinez y Gori, 1999).

Estos resultados son comparables con los obtenidos por Chen *et al.* (2013), quienes también calcularon valores promedio de DSD para lluvia convectiva y estratiforme solamente. Los valores de concentración son de los mismos órdenes de magnitud, y se puede apreciar una tendencia similar al de la Figura 4.5: un espectro de tamaños de gotas más amplio para el régimen convectivo que para los estratiformes, y en nuestro caso, aún más amplio que en los someros.

4.5. Relaciones Z - R

4.5.1. Relaciones Z - R por temporada

En la Tabla 4.6 se muestra un resumen de los valores de a y b y estadísticos de bondad de ajuste derivados de las regresiones Z - R por temporada, los cuales son visualizados en la Figura 4.6. Entre las temporadas secas existe una variación notoria en los valores de a y b y también presentan los mayores valores de RMSE. Estas variaciones pueden ser relacionadas a la cantidad de periodos en cada temporada seca, ya que la dispersión de los datos en estos casos tiende a ser mayor. En particular, si comparamos el valor de RMSE de la temporada Seca total contra Seca 2016-2017, notamos que es ligeramente menor, pero esto es debido a que aumentó el número de datos, disminuyendo la dispersión de los mismos, induciendo menor error. En el caso de las temporadas lluviosas, los valores de a y b son bastante similares entre sí, siendo las temporadas de Lluvias total y Años completos en donde a y b son prácticamente iguales y presentaron los menores valores de RMSE.

Tabla 4.6: Resumen de los valores de los coeficientes a y b , coeficiente de determinación, RMSE, número de periodos de cinco minutos y valores mínimos y máximos de R registrados en cada temporada seca, lluviosa o años completos.

Temporada	a	b	r^2	RMSE ($\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$)	Periodos de 5 min	mín R , máx R (mm h^{-1})
Seca 2016-2017	245.8	1.7	0.997	1020	341	0.1, 41.8
Seca 2017-2018	257.4	1.9	0.999	524.9	70	0.1, 25.4
Seca total	286.2	1.7	0.998	879.8	411	0.1, 41.8
Lluvias 2017	447.7	1.4	0.999	680	1267	0.1, 119.3
Lluvias 2018	424	1.4	0.999	639	1510	0.1, 111.9
Lluvias total	432.2	1.4	0.999	452.1	2777	0.1, 119.3
Años completos	432.9	1.4	0.999	460.7	3188	0.1, 119.3

Para corroborar si existe diferencia estadística entre los valores de a y b de las temporadas Secas total y Lluvias total, se utilizó una prueba t de Student con un nivel de significancia del 95 %. Para ello se establecieron las siguientes hipótesis:

- Hipótesis nula (H_0): a y b son similares tanto en temporada de secas como de lluvias.

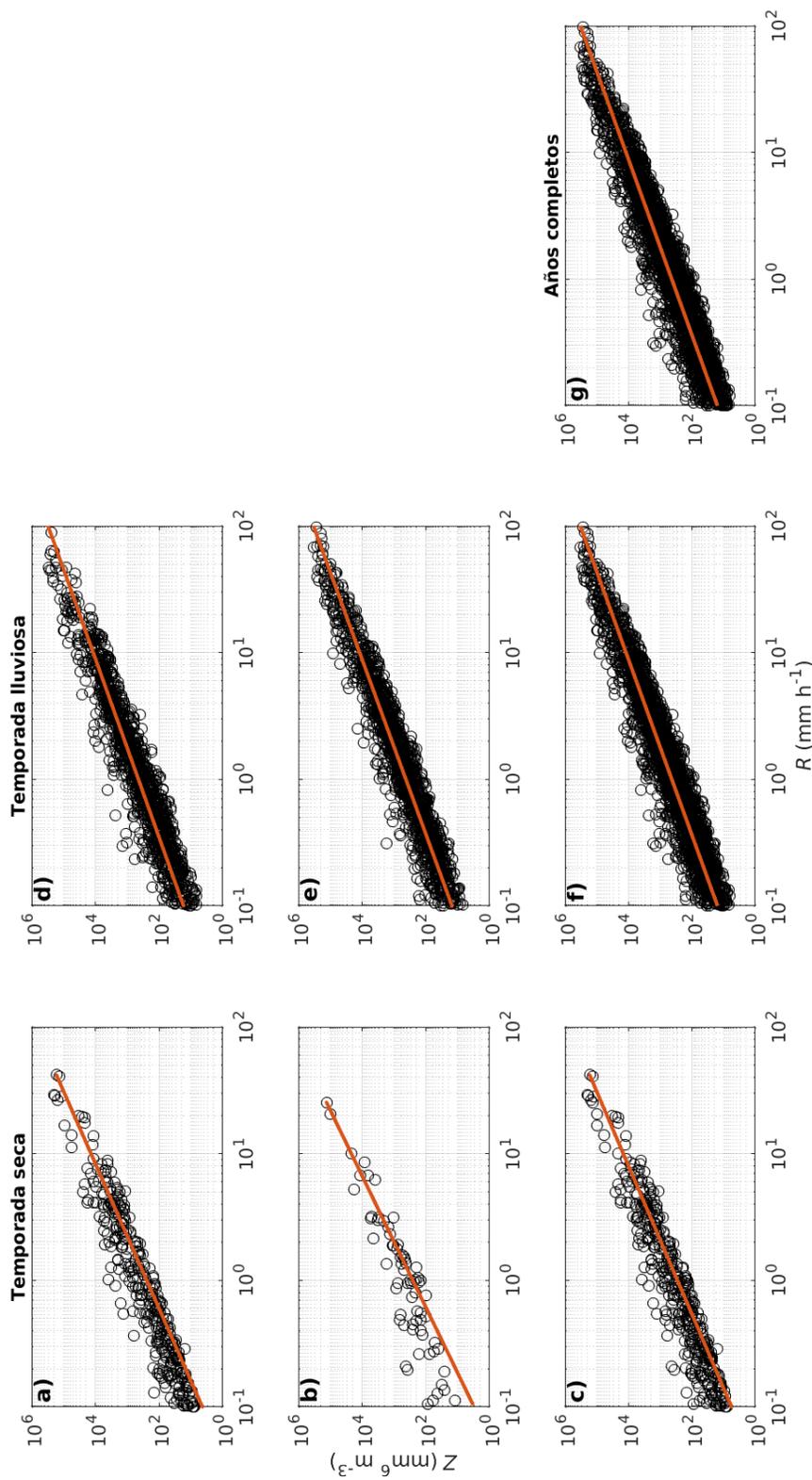


Figura 4.6: Gráficos de dispersión que muestran los valores de R (de 0.1 a 100 mm h⁻¹) y Z (círculos negros) para los eventos analizados para la temporada a) seca 2016-2017, b) seca 2017-2018, c) seca total, d) lluviosa 2017, e) lluviosa 2018, f) lluviosa total y g) años completos. La línea naranja continua en todos los gráficos indica el modelo de ley de potencias estimado cuyos parámetros se muestran en la Tabla 4.6. Los ejes del gráfico se presentan en escala logarítmica para mejorar la visualización de los datos.

- Hipótesis alterna (H_1): Existe diferencia significativa entre a y b si se trata de temporada de secas o de lluvias.

El valor de t contra el cual se hará la prueba es llamado t crítico y para nuestro caso fue de 2.306. Luego de realizar la prueba de Student, aplicado a los valores mostrados en la Tabla 4.7, se obtuvieron los siguientes valores de t para cada parámetro: a (t_a) = 3.48 y b (t_b) = 2.86, que al compararlos contra el t crítico, nos damos cuenta que tanto t_a y t_b son mayores en ambos casos, con lo cual rechazamos nuestra H_0 .

Tabla 4.7: Valores medios de a y b y desviaciones estándar de las medias (en paréntesis) calculados de las estimaciones por sub-bases en las temporadas secas y lluviosas totales. n el número de regresiones con los que se estimaron los parámetros.

Temporadas	\bar{a} ($\sigma_{\bar{a}}$)	\bar{b} ($\sigma_{\bar{b}}$)	n
Secas total	190.5 (33)	1.8 (0.1)	5
Lluvias total	337.5 (18.4)	1.5 (0.0)	5

Estos resultados pueden ser discutidos desde dos puntos de vista, uno estadístico y otro más relacionado con los fenómenos que dieron origen a la precipitación durante estas temporadas. Como hemos comentado anteriormente, el número de datos tiene implicaciones en el ajuste de la regresión, ya que si se tienen pocos datos en un amplio rango de R (como es el caso de las temporadas seca), la dispersión de los datos suele ser mayor, incrementando el error en la regresión. Por otro lado, la precipitación que ocurre durante el invierno (temporada de secas) en el centro de México suele ser típicamente asociada al paso de sistemas frontales, mientras que en verano (temporada lluviosa) la precipitación está más influenciada por convección local, el paso de ondas del este o de ciclones tropicales, mismos que dejan altos acumulados de lluvia y son fenómenos suelen tener altos valores de R .

4.5.2. Relaciones Z - R por régimen de lluvia

En estos casos, notamos una variación todavía más notoria en el parámetro a que los mostrados en la Tabla 4.6, teniendo un valor más alto de a para los periodos convectivos, siendo estos los más intensos en cuanto al valor de R , y lo contrario para los someros, teniendo el valor de a más bajo y las intensidades más débiles. Siguiendo esto, podemos decir que el parámetro a en la ecuación 2.7 nos da información sobre la magnitud de los valores de Z de un cierto conjunto de parejas de datos Z - R .

Tabla 4.8: Como la Tabla 4.6, pero ahora por regímenes de lluvia.

Régimen	a	b	r^2	RMSE ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)	Periodos de 5 min	mín R , máx R (mm h^{-1})
Convectivo	829.1	1.3	0.997	2993	450	1, 119.3
Estratiforme	518.1	1.2	0.997	129.2	1218	0.1, 19
Somero	282	1.2	0.997	10	1513	0.1, 3.9

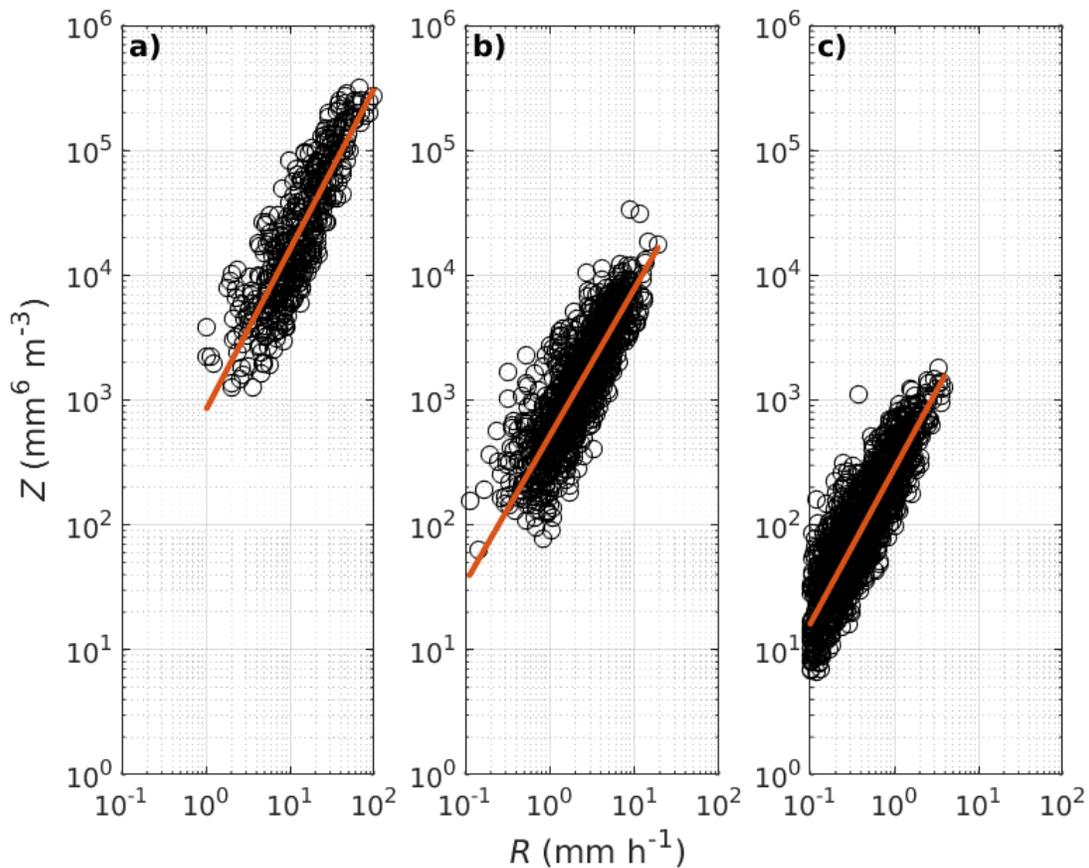


Figura 4.7: Como la Figura 4.6, pero ahora por régimen de lluvia a) convectivo, b) estratiforme y c) somero. En la Tabla 4.8 se resumen los valores de los parámetros a y b y otros estadísticos.

Por otro lado, b es similar en los tres casos. En cuanto a las bondades de ajustes, todos mostraron el mismo coeficiente de determinación ($r^2 = 0.997$), mientras que el valor de RMSE refleja la amplia dispersión de los datos debido al rango de R en cada régimen: para el caso de los convectivos, existe un rango de 118.3 mm h^{-1} distribuido en 450 periodos, en contraste con los someros que el rango de 3.8 mm h^{-1} se distribuye en 1513

periodos, implicando una menor dispersión y por ende, un menor error de la regresión, siendo esta una posible razón del porqué los convectivos tuvieron un valor de RMSE muy alto.

4.5.3. Comparación de los resultados con otros estudios de relaciones $Z-R$

Para fines de comparación de nuestros resultados, en la Tabla 4.9 se resumen algunos estudios sobre relaciones $Z-R$ en regiones con características geográficas similares al nuestro. Es importante mencionar que las comparaciones no pueden hacerse de manera directa debido a la diversidad de metodologías empleadas en la clasificación por régimen de lluvia o por R , así como en el método usado para la obtención de los parámetros a y b de cada relación $Z-R$; sin embargo, contextualizamos nuestros resultados con aquellos que tengan alguna clasificación similar a la nuestra para observar las similitudes y diferencias en los parámetros a y b de las relaciones $Z-R$.

Empezando con las relaciones de régimen convectivo, notamos que nuestro valor de a queda muy por encima que cualquiera de los estudios mostrados, pero el valor de b es muy similar al de todos, y particularmente el mismo que en el estudio de Kumar *et al.* (2011).

Para los estratiformes ocurre algo similar que con los convectivos, a queda nuevamente por encima de cualquiera de los valores de la Tabla 4.9. Asimismo, b tiende a ser menor en todos los casos, aunque cae dentro del rango mostrado por Russell *et al.* (2010), ocurriendo lo mismo si comparamos nuestro resultado con la ecuación de Marshall-Palmer (ecuación 2.8), pero evidenciando aquí que los procesos generadores de precipitación tenderán a ser distintos dada la ubicación geográfica de ese estudio (Canadá).

Otra manera de comparar nuestros resultados es observando la tendencia en los valores de a y b conforme R incrementa su magnitud. Los resultados de Ramli y Tahir (2011) sugieren que a medida que R crece, la magnitud del parámetro a también incrementa, mientras que b queda fijo en este estudio. Si bien no se hicieron estimaciones de relaciones $Z-R$ por categoría de R , la clasificación por régimen de lluvia va de la mano con esto, pues se espera que los de régimen convectivo presenten las mayores R , por ende mayores valores de Z , lo cual se verá reflejado en el valor de a , y lo contrario para los de régimen somero.

Tabla 4.9: Resumen de algunos estudios de relaciones Z - R en regiones tropicales y sitios elevados. El símbolo — indica que no hay alguna clasificación por régimen de lluvia o categoría de R especificada en el estudio. Modificada de Orellana-Alvear *et al.* (2017).

Clasificación	a	b	Autores, sitio de estudio
Convectivo	178	1.51	Rao <i>et al.</i> (2001), India
	~300	~1.4	Uijlenhoet <i>et al.</i> (2003), Mississippi
	21-471	0.98-1.71	Russell <i>et al.</i> (2010), Níger
	328.64	1.29	Kumar <i>et al.</i> (2011), Singapur
Estratiforme	251	1.48	Rao <i>et al.</i> (2001), India
	~450	~1.4	Uijlenhoet <i>et al.</i> (2003), Mississippi
	171-330	0.97-1.8	Russell <i>et al.</i> (2010), Níger
	309.2	1.39	Kumar <i>et al.</i> (2011), Singapur
$R < 10 \text{ mm h}^{-1}$	180	1.9	
$10 < R < 30 \text{ mm h}^{-1}$	212	1.9	Ramli y Tahir (2011), Malasia
$R > 30 \text{ mm h}^{-1}$	262	1.9	
—	230	1.25	Rosenfeld <i>et al.</i> (1993), Australia
	216	1.25	Atlas <i>et al.</i> (2000), Micronesia
	368	1.24	Nzeukou <i>et al.</i> (2004), Dakar
	316	1.5	Germann <i>et al.</i> (2006), Suiza

Algunos autores en la Tabla 4.9 no mostraron alguna clasificación aparente para obtener sus relaciones Z - R , sino que tomaron una relación fija o general para realizar sus estimaciones. Siguiendo esto, comparamos nuestra relación de la temporada Años completos (Tabla 4.6) con aquellos en la Tabla 4.9 sin clasificación, debido a que en esa relación no se discriminaron los periodos por temporada ni por régimen de lluvia. Los parámetros a y b de la relación de Años completos valen aproximadamente 433 y 1.4, respectivamente.

De nueva cuenta, nuestros valores de a y b quedan por encima de prácticamente todos los valores reportados sin clasificación. Dichas diferencias están relacionadas, además de las interacciones de los hidrometeoros dentro de las nubes, con las consideraciones iniciales del tratamiento de las bases de datos. Por ejemplo, Atlas *et al.* (2000) filtró

aquellos valores de R menores a 0.5 mm h^{-1} , mientras que en nuestro caso el filtro fue para R menores a 0.1 mm h^{-1} , lo cual da como resultado una variación notoria en la forma de la regresión obtenida, sobre todo en el valor de la pendiente; en contraste, Nzeukou *et al.* (2004), ocupó todo el rango de intensidades observadas para realizar una relación Z - R general, lo cual evidencia la importancia de las consideraciones iniciales con las que uno define a sus eventos de estudio o bien, los umbrales sobre los cuales se realizarán las estimaciones de las relaciones Z - R .

4.5.4. Valores de Z esperados para cada categoría de R

Uno de los resultados más valiosos de este trabajo para fines operativos es el establecimiento de intervalos de Z para ciertas categorías de R . En la Tabla 4.10 se resumen los valores mínimos y máximos de Z (dBZ) para cada categoría de R .

Tabla 4.10: Valores mínimos y máximos de Z obtenidos para cada categoría de R . El valor mínimo hace referencia al valor redondeado del primer decil, mientras que el máximo al valor redondeado del noveno decil.

Rango	Categoría	Z (dBZ)	
		Mínima	Máxima
$0.1 \leq R < 2.5 \text{ mm h}^{-1}$	Débil	15	30
$2.5 \leq R < 10 \text{ mm h}^{-1}$	Moderada	31	40
$10 \leq R < 50 \text{ mm h}^{-1}$	Fuerte	41	50
$R \geq 50 \text{ mm h}^{-1}$	Extrema		>51

En muchas ocasiones, debido a la escala de colores utilizados para los valores de Z y la resolución espacial de las imágenes de radar, es difícil determinar con exactitud el valor de Z sobre un punto en particular, por lo que a veces se dificulta la interpretación de los mapas de distribución espacial de Z . Por tal motivo, se simplificó aún más la Tabla 4.10 con la finalidad de dar una primera aproximación sobre la intensidad de la lluvia esperada dado un cierto valor de Z , la cual se muestra en la Tabla 4.11.

Con estos resultados, se pretende que usuarios operativos (meteorólogos, hidrólogos, personal de protección civil, entre otros) tengan un producto que sea de utilidad para la interpretación de imágenes de radar en un momento y lugar determinados, mejorando así el seguimiento de tormentas y de posibles daños y/o desastres que pueden ser provocados por lluvias intensas, o bien, aprovechar el agua de lluvia en sitios donde se

Tabla 4.11: Simplificación de la Tabla 4.10 con los valores esperados de Z para cada categoría de R .

Rango	Categoría	Z (dBZ)
$0.1 \leq R < 2.5 \text{ mm h}^{-1}$	Débil	$Z \leq 30$
$2.5 \leq R < 10 \text{ mm h}^{-1}$	Moderada	$30 < Z \leq 40$
$10 \leq R < 50 \text{ mm h}^{-1}$	Fuerte	$40 < Z \leq 50$
$R \geq 50 \text{ mm h}^{-1}$	Extrema	$Z > 50$

tiene un déficit hídrico. Por último, es importante aclarar que los valores de la Tabla 4.11 son válidos solamente para la estación de Juriquilla, Querétaro de la RUOA y el área de cobertura del radar, pero pueden aproximarse a sitios aledaños que compartan características geográficas y climatológicas similares a las de nuestro sitio de estudio.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajo futuro

5.1. Conclusiones

Este trabajo representa el primer estudio sobre relaciones Z - R en una región del centro de México donde se utilizaron datos observados de un disdrómetro óptico modelo PWS100, de la estación de Juriquilla, Querétaro, perteneciente a la RUOA. Asimismo, a lo largo del estudio se mostraron metodologías útiles en la comparación de mediciones simultáneas de precipitación entre instrumentos con diferente principio de operación. Se propuso una metodología que permite calcular parámetros microfísicos de interés, tales como R , Z y D_m , así como para el análisis, caracterización y parametrización de las DSDs por categoría de R . También se dio seguimiento a una metodología para clasificar periodos por régimen de lluvia, ya sean convectivos, estratiformes o someros, y se detallaron técnicas estadísticas para la obtención de relaciones Z - R clasificándolas por temporada del año, régimen de lluvia o periodos anuales.

Derivado de lo anterior, se enlistan las siguientes conclusiones:

- La comparación de mediciones simultáneas de precipitación entre el PWS100 y el Texas, usando estadísticos como el sesgo y sesgo porcentual, mostraron que, en términos generales, existe una diferencia de un 20 % en los acumulados de precipitación entre los equipos, lo cual es lo esperado de acuerdo con la literatura. Esta diferencia es corroborada por el modelo de regresión lineal, el cual evidenció una sobreestimación de un 20 % de acumulación de agua líquida del PWS100 respecto al Texas y tuvo un buen ajuste a los datos ($r^2 = 0.98$ y errores estándar bajos para la pendiente y ordenada al origen).
- En cuanto a la caracterización de periodos por régimen de lluvia, el número de

periodos clasificados en el régimen somero dominó sobre aquellos estratiformes y convectivos, siendo esta última categoría la que presentó el menor número de periodos; no obstante, los periodos convectivos fueron los que aportaron la mayor cantidad de agua líquida a la lámina total de todos los eventos analizados.

- Respecto a las DSDs, se notó cómo el espectro de los tamaños de gotas se hace más “ancho” a medida que R se incrementa: en la categoría débil, se tuvo un valor de concentración mayor o igual a $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ para un tamaño de gota de hasta 2 mm, mientras que hacia la categoría extrema, éste mismo valor de concentración se alcanzó para un tamaño de aproximadamente 5 mm. Esto mismo es verificado en el análisis de las DSDs por régimen de lluvia, ya que el espectro de gotas es más ancho en los convectivos (eventos que alcanzan la categoría fuerte a extrema fácilmente) que en los estratiformes y someros, cuyas categorías son más típicos entre los débiles y moderados.
- Relacionado también a las DSDs, pero a sus parametrizaciones, vemos que todas mostraron un buen ajuste a los datos ($r^2 > 0.9$ en prácticamente todos los casos) y la tendencia en el valor de la pendiente, Λ , es clara en todos los casos: mientras R crezca en magnitud, la pendiente tenderá a ser más cercana a 0. Los mayores valores de Λ ocurren en la categoría débil, disminuyendo de forma gradual hacia la categoría extrema.
- Referente a las relaciones $Z-R$ por temporada del año, se comprobó que los valores de los parámetros a y b caen dentro de los valores típicos esperados de acuerdo a la American Meteorological Society (2012c) (a : 200 a 600 y b : 1.5 a 2). La temporada anual (o Años completos) mostró una mayor similitud en los valores de a y b con respecto a las temporadas lluviosas, siendo las temporadas secas las que mayor diferencia presentaron, sobre todo en los valores de a .
- El resultado de la prueba estadística realizada indica que existe una diferencia significativa entre los coeficientes a y b de las temporadas Secas total y Lluvias total, lo cual sugiere diferencias en la naturaleza de los fenómenos meteorológicos que originaron la precipitación en Juriquilla, Querétaro en tales temporadas.
- Al comparar nuestros resultados de las relaciones $Z-R$ por régimen de lluvia con los de diversos autores en la Tabla 4.9, vemos que nuestros valores de a y b difieren de la mayoría de los estudios, siendo a el parámetro que mayor variación tuvo respecto a los demás, mientras que b presenta una menor diferencia o cae dentro de los órdenes de magnitud esperados.

- Los valores esperado de Z para las categorías de R , mostrados en la Tabla 4.11, pueden ser de gran utilidad de el ámbito operativo al brindar una mejor interpretación de la distribución espacial de Z traduciéndolo en una distribución espacial de R , lo cual favorecerá la meteorología e hidrología operativa en sitios con características geográficas y climatológicas similares a las de Juriquilla, Querétaro.

5.2. Trabajo futuro

Como siguiente paso en la investigación, se plantea realizar la comparación de los valores estimados de Z por nuestros modelos de regresión contra los observados por el radar meteorológico de la Comisión Estatal de Aguas de Querétaro, usando el mismo periodo de análisis, a fin de validar los resultados obtenidos. Por otra parte, se pretende relacionar a Z con otros parámetros microfísicos tales como D_m (ver Figura 5.1), Acc o el contenido de agua líquida, a fin de explorar nuevas relaciones microfísicas, permitiendo obtener mayor información acerca de los procesos que dan origen a la precipitación en el centro de México. Por último, se realizarán pruebas de hipótesis para comparar los valores de a y b entre los regímenes de lluvia (Tabla 4.8) para evaluar cuál o cuáles de las relaciones Z - R obtenidas pueden ser más prácticas en la estimación de Z para cualquier evento de lluvia.

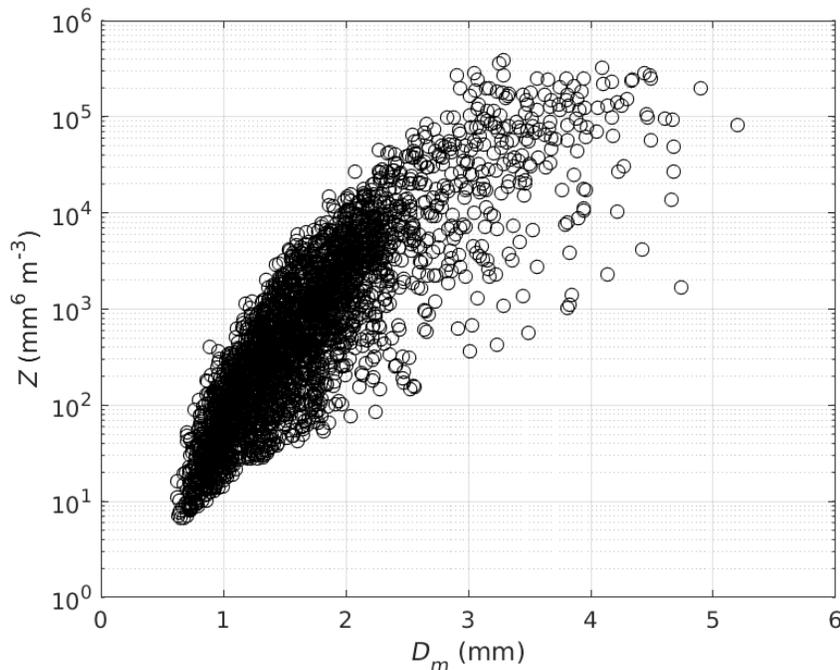


Figura 5.1: Valores de D_m contra Z para todos los periodos analizados.

Referencias

- Alfieri, L., Claps, P. y Laio, F. (2010). Time-dependent Z-R relationships for estimating rainfall fields from radar measurements. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(1), 149-158. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-149-2010>
- American Meteorological Society. (2012a). *Precipitation*. Consultado el 25 de enero de 2021, desde <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Precipitation>
- American Meteorological Society. (2012b). *Rainfall rate*. Consultado el 16 de agosto de 2021, desde https://glossary.ametsoc.org/wiki/Rainfall_rate
- American Meteorological Society. (2012c). *Z-R relation*. Consultado el 30 de enero de 2021, desde https://glossary.ametsoc.org/wiki/Z-r_relation
- American Meteorological Society. (2017). *Marshall-Palmer relation*. Consultado el 30 de enero de 2021, desde https://glossary.ametsoc.org/wiki/Marshall-palmer_relation
- Atlas, D., Ulbrich, C. W., Marks Jr., F. D., Black, R. A., Amitai, E., Willis, P. T. y Samsury, C. E. (2000). Partitioning tropical oceanic convective and stratiform rains by draft strength. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D2), 2259-2267. <https://doi.org/10.1029/1999JD901009>
- Barros, A. P., Prat, O. P. y Testik, F. Y. (2010). Size distribution of raindrops. *Nature Physics*, 6(3), 232. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(99\)00020-4](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(99)00020-4)
- Bennett, J. A., Fang, D. J. y Boston, R. C. (1984). The Relationship between N_0 and Λ for Marshall-Palmer Type Raindrop-Size Distributions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23(5), 768-771. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0768:TRBAFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0768:TRBAFM>2.0.CO;2)
- Campbell Scientific, Inc. (2015). *PWS100 Present Weather Sensor: Instruction manual*. Consultado el 30 de enero de 2021, desde <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/pws100.pdf>
- Campos, E. F. (1999). On measurements of drop size distribution. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 6(1), 24-30.

- Caracciolo, C., Prodi, F., Battaglia, A. y Porcu', F. (2006). Analysis of the moments and parameters of a gamma DSD to infer precipitation properties: A convective stratiform discrimination algorithm. *Atmospheric Research*, 80(2-3), 165-186. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.07.003>
- Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia. (s.f.). *Radar meteorológico: fundamentos*. Consultado el 11 de agosto de 2021, desde http://www.crahi.upc.edu/curs/html_pages/trasp1.html
- Chen, B., Yang, J. y Pu, J. (2013). Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in the Meiyu Season Observed in Eastern China. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 91(2), 215-227. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2013-208>
- Christodoulou, C. I., Michaelides, S. C., Gabella, M. y Pattichis, C. S. (2004). Prediction of rainfall rate based on weather radar measurements. *2004 IEEE International Joint Conference on Neural Networks (IEEE Cat. No.04CH37541)*, 2, 1393-1396 vol.2. <https://doi.org/10.1109/IJCNN.2004.1380153>
- Ellis, R. A., Sandford, A. P., Jones, G. E., Richards, J., Petzing, J. y Coupland, J. M. (2006). New laser technology to determine present weather parameters. *Measurement Science and Technology*, 17(7), 1715-1722. <https://doi.org/10.1088/0957-0233/17/7/009>
- Field, P. R., Lawson, R. P., Brown, P. R. A., Lloyd, G., Westbrook, C., Moisseev, D., Miltenberger, A., Nenes, A., Blyth, A., Choullarton, T., Connolly, P., Buehl, J., Crosier, J., Cui, Z., Dearden, C., DeMott, P., Flossmann, A., Heymsfield, A., Huang, Y., ... Y Sullivan, S. (2017). Secondary Ice Production: Current State of the Science and Recommendations for the Future. *Meteorological Monographs*, 58, 7.1-7.20. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0014.1>
- Fox, N. I. (2004). TECHNICAL NOTE: The representation of rainfall drop-size distribution and kinetic energy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(5), 1001-1007. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1001-2004>
- Fraile, R. y Fernández-Raga, M. (2009). On a more consistent definition of radar reflectivity. *Atmósfera*, 22, 375-385.
- Fukao, S. y Hamazu, K. (2013). Introduction. *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations* (pp. 1-5). Springer.
- García-Loginova, V. (2019). *Parametrización de las Distribuciones por Tamaños de Gotas de Lluvia en la Ciudad de México* (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

- Germann, U., Galli, G., Boscacci, M. y Bolliger, M. (2006). Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(618), 1669-1692. <https://doi.org/10.1256/qj.05.190>
- Habib, E., Lee, G., Kim, D. y Ciach, G. J. (2010). Ground-Based Direct Measurement. *Rainfall: State of the Science* (pp. 61-77). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2010GM000953>
- Houze, R. A. (1997). Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2179-2196. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2)
- Houze, R. A. (2014). Nimbostratus and the Separation of Convective and Stratiform Precipitation. En R. A. Houze (Ed.), *Cloud Dynamics* (pp. 141-163). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374266-7.00006-8>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2017). *Anuario estadístico y geográfico de Querétaro 2017* (inf. téc.). Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Consultado el 29 de enero de 2021, desde https://www.datatur.sectur.gob.mx/ITxEF_Docs/QRO_ANUARIO_PDF.pdf
- Jones, B. K., Saylor, J. R. y Testik, F. Y. (2010). Raindrop Morphodynamics. *Rainfall: State of the Science* (pp. 7-28). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2009GM000928>
- Kathiravelu, G., Lucke, T. y Nichols, P. (2016). Rain Drop Measurement Techniques: A Review. *Water*, 8(1). <https://doi.org/10.3390/w8010029>
- Kidd, C., Becker, A., Huffman, G. J., Muller, C. L., Joe, P., Skofronick-Jackson, G. y Kirschbaum, D. B. (2017). So, How Much of the Earth's Surface Is Covered by Rain Gauges? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 69-78. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00283.1>
- Krajewski, W. y Smith, J. (2002). Radar hydrology: rainfall estimation. *Advances in Water Resources*, 25(8), 1387-1394. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00062-3)
- Kumar, L. S., Lee, Y. H., Yeo, J. X. y Ong, J. T. (2011). Tropical Rain Classification and Estimation of Rain from Z-R (Reflectivity-Rain Rate) Relationships. *Progress In Electromagnetics Research B*, 32, 107-127. <https://doi.org/10.2528/PIERB11040402>
- Lau, K. M. y Wu, H. T. (2003). Warm rain processes over tropical oceans and climate implications. *Geophysical Research Letters*, 30(24). <https://doi.org/10.1029/2003GL018567>

- List, R. y Gillespie, J. R. (1976). Evolution of Raindrop Spectra with Collision-Induced Breakup. *Journal of Atmospheric Sciences*, 33(10), 2007-2013. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<2007:EORSWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<2007:EORSWC>2.0.CO;2)
- Liu, X. C., Gao, T. C. y Liu, L. (2013). A comparison of rainfall measurements from multiple instruments. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(7), 1585-1595. <https://doi.org/10.5194/amt-6-1585-2013>
- Lohmann, U., Lüönd, F. y Mahrt, F. (2016). Microphysical processes in cold clouds. *An Introduction to Clouds: From the Microscale to Climate* (pp. 218-250). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139087513.009>
- Marshall, J. S. y Palmer, W. M. K. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of Atmospheric Sciences*, 5(4), 165-166. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)
- Martinez, D. y Gori, E. G. (1999). Raindrop size distributions in convective clouds over Cuba. *Atmospheric Research*, 52(3), 221-239. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(99\)00020-4](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(99)00020-4)
- MathWorks. (s.f.). *Least-Squares Fitting*. Consultado el 5 de marzo de 2021, desde <https://www.mathworks.com/help/curvefit/least-squares-fitting.html>
- Méndez-Antonio, B., Domínguez-Mora, R., Magaña-Rueda, V., Caetano, E. y Carrizosa-Elizondo, E. (2006). Calibración hidrológica de radares meteorológicos. *Ingeniería hidráulica en México*, 21(4), 43-64.
- Méndez-Antonio, B., Soto-Cortés, F., Gabriel andd Rivera-Trejo y Caetano, E. (2014). Modelación hidrológica distribuida apoyada en radares meteorológicos. *Tecnología y ciencias del agua*, 5, 83-101.
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T. y Lane, J. (2009). Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94(4), 512-533. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.08.017>
- Mocva-Kurek, R. K. y Pedrozo-Acuña, A. (2018). Z-R Law for Quantitative Rainfall Estimation Using a C-band Radar and a Network of Ground-Based Disdrometers. En G. L. Loggia, G. Freni, V. Puleo y M. D. Marchis (Eds.), *HIC 2018. 13th International Conference on Hydroinformatics* (pp. 1415-1423). EasyChair. <https://doi.org/10.29007/6n1m>
- Montero-Martínez, G., Gómez-Balvás, S. S. y García-García, F. (2021). Study of rain classification and the tendency of gamma DSD parameterizations in Mexico. *Atmospheric Research*, 252, 105431. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105431>

- Montero-Martínez, G., Torres-Pérez, E. F. y García-García, F. (2016). A comparison of two optical precipitation sensors with different operating principles: The PWS100 and the OAP-2DP. *Atmospheric Research*, 178-179, 550-558. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.007>
- Nzeukou, A., Sauvageot, H., Ochou, A. D. y Kebe, C. M. F. (2004). Raindrop Size Distribution and Radar Parameters at Cape Verde. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 90-105. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0090:RSDARP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0090:RSDARP>2.0.CO;2)
- Orellana-Alvear, J., Célleri, R., Rollenbeck, R. y Bendix, J. (2017). Analysis of Rain Types and Their Z-R Relationships at Different Locations in the High Andes of Southern Ecuador. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(11), 3065-3080. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0009.1>
- Organización Meteorológica Mundial. (2008). MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS. *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (p. 373). Organización Meteorológica Mundial.
- Ramli, S. y Tahir, W. (2011). Radar Hydrology: New Z/R Relationships for Quantitative Precipitation Estimation in Klang River Basin, Malaysia. *International Journal of Environmental Science and Development*, 3(2), 223-227. <https://doi.org/10.7763/IJESD.2011.V2.128>
- Rao, T. N., Rao, D. N., Mohan, K. y Raghavan, S. (2001). Classification of tropical precipitating systems and associated Z-R relationships. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 17699-17711. <https://doi.org/10.1029/2000JD900836>
- Rogers, R. R. y Yau, M. (1996). Microphysical processes in cold clouds. *A Short Course in Cloud Physics* (pp. 81-98). Butterworth-Heinemann (Elsevier).
- Rosenfeld, D., Wolff, D. B. y Atlas, D. (1993). General Probability-matched Relations between Radar Reflectivity and Rain Rate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32(1), 50-72. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0050:GPMRBR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0050:GPMRBR>2.0.CO;2)
- Russell, B., Williams, E., Gosset, M., Cazenave, F., Descroix, L., Guy, N., Lebel, T., Ali, A., Metayer, F. y Quantin, G. (2010). Radar/rain-gauge comparisons on squall lines in Niamey, Niger for the AMMA. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 289-303. <https://doi.org/10.1002/qj.548>
- Seo, D.-J., Seed, A. y Delrieu, G. (2010). Radar and Multisensor Rainfall Estimation for Hydrologic Applications. *Rainfall: State of the Science* (pp. 79-104). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/2010GM000952>

- Servicio Meteorológico Nacional. (s.f.). *Normales Climatológicas por Estado*. Consultado el 30 de enero de 2021, desde <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/normales-climatologicas-por-estado>
- Sorooshian, S., Aghakouchak, A., Arkin, P., Eylander, J., Foufoula-Georgiou, E., Harmon, R., Hendrickx, J., Imam, B., Kuligowski, R., Skahill, B. y Skofronick-Jackson, G. (2011). Advancing the remote sensing of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10), 1271-1272. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00116.1>
- Strangeways, I. (2010). A history of rain gauges. *Weather*, 65(5), 133-138. <https://doi.org/10.1002/wea.548>
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S. y Hsu, K.-L. (2018). A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Inter-comparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 79-107. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
- Testik, F. Y. y Barros, A. P. (2007). Toward elucidating the microstructure of warm rainfall: A survey. *Reviews of Geophysics*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2005RG000182>
- Testud, J., Oury, S., Black, R. A., Amayenc, P. y Dou, X. (2001). The Concept of “Normalized” Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6), 1118-1140. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1118:TCONDNT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCONDNT>2.0.CO;2)
- Texas Electronics, Inc. (s.f.). *Rain Gauge Tipping Bucket: TR-525M Rainfall Sensor*. Consultado el 30 de enero de 2021, desde <https://www.licor.com/documents/9itr5kc4of0250jl2coc>
- The COMET Program. (2011). *Flash Flood Processes*. Consultado el 29 de enero de 2021, desde http://ftp.comet.ucar.edu/memory-stick/hydro/basic_int/flash_flood/navmenu.php_tab_1_page_2.2.2.htm
- Thorndahl, S., Einfalt, T., Willems, P., Nielsen, J. E., ten Veldhuis, M.-C., Arnbjerg-Nielsen, K., Rasmussen, M. R. y Molnar, P. (2017). Weather radar rainfall data in urban hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(3), 1359-1380. <https://doi.org/10.5194/hess-21-1359-2017>
- Tokay, A. y Short, D. A. (1996). Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 35(3), 355-371. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2)

- Tokay, A., Wolff, D. B. y Petersen, W. A. (2014). Evaluation of the New Version of the Laser-Optical Disdrometer, OTT Parsivel2. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1276-1288. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00174.1>
- Uijlenhoet, R. (2001). Raindrop size distributions and radar reflectivity–rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4), 615-628. <https://doi.org/10.5194/hess-5-615-2001>
- Uijlenhoet, R. y Sempere Torres, D. (2006). Measurement and parameterization of rainfall microstructure. *Journal of Hydrology*, 328(1), 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.038>
- Uijlenhoet, R., Steiner, M. y Smith, J. A. (2003). Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 4(1), 43-61. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0043:VORSDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0043:VORSDI>2.0.CO;2)
- Ulbrich, C. W. (1983). Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 22(10), 1764-1775. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2)
- Wang, J., Fisher, B. L. y Wolff, D. B. (2008). Estimating Rain Rates from Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(1), 43-56. <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA895.1>
- Zhang, G., Sun, J. y Brandes, E. A. (2006). Improving Parameterization of Rain Microphysics with Disdrometer and Radar Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(4), 1273-1290. <https://doi.org/10.1175/JAS3680.1>

Anexos

Anexo A

Códigos en MATLAB de algunas metodologías

A.1. Análisis de acumulados de precipitación

%Análisis de acumulados de precipitación

%Metodología de Liu(2013)

*%Delta_R = (R1-R2)/R1. R1 y R2 son la cantidad de agua líquida total
% de todos los eventos de lluvia analizados por el Texas y el PWS100,
%respectivamente.*

Acumulados = load('Acumulados'); *%Cargar datos*

PWS100 = Acumulados(:,1); *%Valores de acumulación del PWS100*

Texas = Acumulados(:,2); *%Valores de acumulación del Texas*

*%Encuentra la posición dentro del vector en donde el acumulado
%es menor a 0.5 mm*

Texas_Filtro = find(Texas < 0.5);

%Filtramos valores de acumulación menores a 0.5 mm

Texas(Texas_Filtro) = [];

PWS100(Texas_Filtro) = [];

%Suma del acumulado total del Texas (suma de todos los eventos)

Acum_Texas = sum(Texas);

%Suma del acumulado total del PWS100 (suma de todos los eventos)

Acum_PWS100 = sum(PWS100);

```
%Cálculo del estadístico Delta_R redondeado a 1 cifra significativa
Delta_R = round(((Acum_Texas-Acum_PWS100)/Acum_Texas)*100,1);
```

```
% Metodología de Tokay (2014)
```

```
%Percent_bias = bias/<x,y>, operación (1), donde
```

```
%bias = 1/n(n sum i ) (xi-yi), operación (2);
```

```
%absolute_bias = 1/n (n sum i |xi - yi|), operación (3) y
```

```
%<x,y> = 1/n (n sum i (xi + yi)/2), operación (4)
```

```
l = length(Texas); %Tamaño del vector de acumulados del Texas
```

```
for i = 1:l
```

```
    bias = 1/l .* sum(Texas(1) - PWS100(1)); %Operación (2)
```

```
    absolute_bias = 1/l .* sum(abs(Texas(1) - PWS100(1))); %Operación (3)
```

```
    xy = 1/l .* sum((Texas(1) + PWS100(1))/2); %Operación (4)
```

```
end
```

```
percent_bias = bias/xy; %Operación (1)
```

```
percent_absolute_bias = absolute_bias/xy; %Operación (1)(abs)
```

```
%Gráfica de los valores de acumulación Texas contra PWS100
```

```
figure
```

```
loglog(Texas,PWS100,'ok')
```

```
grid on
```

```
xlabel('Acumulación-Texas (mm)')
```

```
ylabel ('Acumulación-PWS100 (mm)')
```

```
%Modelo de regresión lineal:
```

```
%Se obtienen los parámetros m y b (y = mx+b) y sus respectivos
```

```
%errores estándar
```

```
mdl = fitlm(Texas, PWS100);
```

```
mdl;
```

A.2. Cálculo de parámetros microfísicos de interés

%Código para calcular los valores de Distribuciones por tamaños de gotas, R y Z a partir del análisis de los datos del disdrómetro y la temporalidad de los datos del radar.

%Cargar los datos del evento (matrices de gotas por minuto)

```
files=dir('20170309-*.txt');
```

```
files = strcat({files.name}); %asigna nombre a cada elemento
```

%Se crea un cell-array con cada minuto analizado

```
for i = 1:length(files)
```

```
    Minuto{i}= importfile(files{i});
```

```
end
```

%Tomar en cuenta un periodo de escaneo de un radar típico de 5 minutos.

%Si no es múltiplo de 5, añade una matriz 34x34 de ceros (while)

%y suma

% cada 5 minutos las matrices por minuto (for)

```
for j = 1:5:length(Minuto)
```

```
    while rem(length(Minuto),5) ~= 0
```

```
        Minuto{length(Minuto)+1} = zeros(34);
```

```
    end
```

```
Matriz_Sumada{j}=Minuto{j}+Minuto{j+1}+Minuto{j+2}+Minuto{j+3}...  
+Minuto{j+4};
```

```
end
```

%Quita los elementos vacíos y solo deja las matrices sumadas cada 5 minutos

```
Matriz_Sumada = Matriz_Sumada(~cellfun('isempty',Matriz_Sumada));
```

%Dado que es una matriz cuadrada, cada elemento representa el número de gotas que cayó en un determinado intervalo o clase de tamaño y velocidad.

%El equipo usa las mismas clases para ambas variables

% (tamaño y velocidad), entonces creamos un vector con

%esos valores.

```
D = [0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85...
```

```

0.95, 1.10, 1.30, 1.50, 1.70, 1.90, 2.20, 2.60, 3.00, 3.40, 3.80...
4.40, 5.20, 6.00, 6.80 7.60, 8.80, 10.40, 12.00, 13.60, 15.20...
17.60, 20.80, 24.00, 25.6]; %en mm

V_D = [0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85...
0.95, 1.10, 1.30, 1.50, 1.70, 1.90, 2.20, 2.60, 3.00, 3.40, 3.80...
4.40, 5.20, 6.00, 6.80 7.60, 8.80, 10.40, 12.00, 13.60, 15.20...
17.60, 20.80, 24.00, 25.6]; %en m/s

Delta_D = [0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.2, 0.2...
0.2, 0.2, 0.2, 0.4, 0.4, 0.4, 0.4, 0.4, 0.8, 0.8, 0.8, 0.8, 0.8...
1.6, 1.6, 1.6, 1.6, 1.6, 3.2, 3.2, 3.2, 3.2]; %en mm

%Definimos la Distribución por tamaños de Gotas N(D) como:
%N(D) = n/(A*t*V_Di*Delta_Di), donde n es el número de partículas que
%pasan por el área, A, de muestro del disdrómetro en un tiempo t.
%V(Di) es la velocidad de caída de las gotas en el intervalo de tamaño
%Delta_Di
%Recordenemos que en las matrices, las filas son intervalos de tamaño
%y las columnas intervalos de velocidad.
A = 0.004; %en m^2
t = 300; %tiempo de muestreo en segundos
%Primero realizamos la divisin de cada elemento de la Matriz entre los
%intervalos de velocidad. Para ello usamos el comando bsxfun
for k = 1:length(Matriz_Sumada)
ND_Matriz{k} = bsxfun(@rdivide, Matriz_Sumada{k}, V_D);
ND_Matriz{k} = bsxfun(@rdivide, ND_Matriz{k}, Delta_D);
ND_Matriz{k} = ND_Matriz{k}*(1/A)*(1/t);
ND_Matriz_R{k} = ND_Matriz{k}(5:23,1:27);
end
%Pasando N_D Matrices a vectores de N_D (suma de filas de cada matriz)
for h = 1:length(ND_Matriz_R)
ND{h} = sum(ND_Matriz_R{h},2);
end

%Crea matriz con los valores de ND en columnas para hacer gráficos

```

```

ND_Col = cell2mat(ND);
ND_Col = round(ND_Col,1);

%Ya tenemos ND, ahora calcularemos R
%R calculada mediante la definición original
D_Recortado = D(5:23);
for m = 1:length(Matriz_Sumada)
    Vector_D_Sumado{m} = sum(Matriz_Sumada{m},2);
    Vector_D_Recortado{m} = Vector_D_Sumado{m}(5:23);
    R{m} = ((6*pi)/1e4)*((D_Recortado.^3)*(Vector_D_Recortado{m})/(A*t));
end

%Reflectividad del radar meteorológico, Z
for m = 1:length(Matriz_Sumada)
    z{m} = (transpose(D.^6).*(Matriz_Sumada{m}).*(1./(V_D)))/(A*t);
    z_2{m} = z{m}(5:23,1:27);
    z_3{m} = sum(z_2{m},2);
    Z{m} = sum(z_3{m});
%    dBZ
    dBZ{m} = 10*log10(Z{m});
end

%Gráficos ND y Z contra R
%Pasando de cell-array a matriz numérica R y Z
R = cell2mat(R);
R_1 = round(R,1);
%Se filtran valores de R < 0.1 mm/h
R_2 = find(R < 0.1); %Encuentra la posición donde R < 0.1 mm/h
R(R_2) = []; %Encuentra la posición anterior y lo elimina
R_1(R_2) = [];
%Aquí se eliminarán las columnas de ND donde R < 0.1 mm/h
ND_Col(:,R_2) = [];
%Reflectividad redondeada
Z = cell2mat(Z);
Z = round(Z,1);
Z(R_2) = []; %Se elimina el valor de Z para el cual R < 0.1 mm/h

```

```

%Reflectividad en dBZ
dBZ = cell2mat(dBZ);
dBZ = round(dBZ,1); %Elimina el valor de dBZ para el cual R < 0.1 mm/h
dBZ(R_2) = [];

```

```

%Periodos de 5 minutos donde hubo R > 0.1 mm/h
Periodo = 1:length(ND);
Periodo = Periodo.*5;
Periodo(R_2) = [];

```

```

%Crea las gráficas de ND cada 5 minutos
% [a, b] = size(ND_Col);
% for l = 1:b
% figure(l)
% semilogy(D(5:23),ND_Col(:,l), 'k-o')
% grid on
% xlabel('Diámetro (mm)')
% ylabel('N_D (mm-1m-3)')
% hold on;
% % saveas(gcf,sprintf('Minuto%d.png',l))
% end

```

```

%Gráfico Z vs R
figure %(l+1)
loglog(R,Z,'ok')
grid on
xlabel('R (mm h-1)')
ylabel ('Z (mm6 m-3)')
% saveas(gcf,'Z-R.png')

```

```

%Diámetro másico medio (Mediana del diámetro másico)
%Método 1: aplicando directamente la definición de momentos
Matriz_Sumada(R_2) = [];
for m = 1:length(Matriz_Sumada)
D_m{m} = sum(ND_Col(:,m).*transpose(D_Recortado.^4)...
.*transpose(Delta_D(5:23)))./(sum(ND_Col(:,m)...

```

```

.*transpose(D_Recortado.^3).*transpose(Delta_D(5:23)));
end
D_m = cell2mat(D_m);
%D_m = round(D_m,1);
Dm = D_m';

%Método 2: sustituyendo la definición de N(D) en los momentos 4 y 3
%Diámetro másico medio (Mediana del diámetro másico)
for m = 1:length(Matriz_Sumada)
    D4_0{m} = (transpose(D.^4).*(Matriz_Sumada{m}).*(1./(V_D)))/(A*t);
    D4_1{m} = D4_0{m}(5:23,1:27);
    D4_2{m} = sum(D4_1{m},2);
    D4{m} = sum(D4_2{m});

    D3_0{m} = (transpose(D.^3).*(Matriz_Sumada{m}).*(1./(V_D)))/(A*t);
    D3_1{m} = D3_0{m}(5:23,1:27);
    D3_2{m} = sum(D3_1{m},2);
    D3{m} = sum(D3_2{m});

    D_m2{m} = D4{m}/D3{m};
end
D_m2 = cell2mat(D_m2);
D_m2 = round(D_m2,1);
%Calculando las diferencias porcentuales de los cálculos de Dm
%con ambos métodos
Diferencia_Dm = abs((D_m2-D_m)./D_m).*100;
Diferencia_Dm = round(Diferencia_Dm,1);

%Parametrización tipo Marshall-Palmer
%Parámetros a obtener: No y L (Lambda)
%Se obtendrán No y L mediante una regresión lineal de la forma:
%Ln(ND) = Ln(No) - L*D
Ln_ND = log(ND_Col)'; %Cada fila de esta matriz es un periodo de 5 min
%con los valores de ND de los 19 intervalos de tamaño utilizados.
%En las filas hay valores de 0 y el valor de Ln(ND) = -Inf.
%Se procede a filtrar los -Inf y calcular los parámetros:

```

```

[a, b] = size(Ln_ND); % tamaño de la matriz transpuesta de Ln(ND)
MP_Parametros = zeros(a,2); %Crea un array de tamaño a x 2 que contendrá
%los valores de No y L de cada parametrización cada 5 minutos.

for n = 1:a
    Intervalo_Ln_ND = Ln_ND(n,4:19); %Copia cada intervalo de 5 min
    Filtro_Ln_ND = find(Intervalo_Ln_ND == -Inf);
    Intervalo_Ln_ND(Filtro_Ln_ND) = [];
    D_Recortado_Filtrado = D_Recortado(4:19);
    D_Recortado_Filtrado(Filtro_Ln_ND) = [];
    Ajuste_MP = polyfit(D_Recortado_Filtrado, Intervalo_Ln_ND, 1);
    No = round(exp(Ajuste_MP(2)),1);
    L = round(Ajuste_MP(1),2);
    MP_Parametros(n,1) = No;
    MP_Parametros(n,2) = L;
end

Resumen_Parametros = [Periodo' R_1' Z' dBZ' D_m' D_m2' Diferencia_Dm'...
ND_Col' MP_Parametros R'];

```

A.3. Caracterización de periodos por régimen de lluvia

```

%Código para clasificar por régimen de lluvia cada periodo de 5
%minutos en los periodos analizados usando la metodología de
%Montero-Martínez et al. (2021)
%Cargar los datos del evento (matrices de gotas por minuto)
files=dir('20170309-*.txt');
files = strcat({files.name}); %asigna nombre a cada elemento
%Se crea un cell-array con cada minuto analizado
for i = 1:length(files)
    Minuto{i}= importfile(files{i});
end

```

```

%En esta metodología también se usarán periodos de 5 minutos, pero
%sin crear matrices sumadas cada cinco minutos.
%Si no es múltiplo de 5, añade una matriz 34x34 de ceros (while)
%y suma cada 5 minutos las matrices por minuto (for)
while rem(length(Minuto),5) ~= 0
    Minuto{length(Minuto)+1} = zeros(34);
end

%Dado que es una matriz cuadrada, cada elemento representa el numero
%de gotas que cayó en un determinado intervalo o clase de tamaño y
%velocidad.
%El equipo usa las mismas clases para ambas variables
%(tamaño y velocidad) entonces creamos un vector con esos
%valores.
D = [0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85...
    0.95, 1.10, 1.30, 1.50, 1.70, 1.90, 2.20, 2.60, 3.00, 3.40, 3.80...
    4.40, 5.20, 6.00, 6.80 7.60, 8.80, 10.40, 12.00, 13.60, 15.20...
    17.60, 20.80, 24.00, 25.6]; %en mm

V_D = [0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85...
    0.95, 1.10, 1.30, 1.50, 1.70, 1.90, 2.20, 2.60, 3.00, 3.40, 3.80...
    4.40, 5.20, 6.00, 6.80 7.60, 8.80, 10.40, 12.00, 13.60, 15.20...
    17.60, 20.80, 24.00, 25.6]; %en m/s

Delta_D = [0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.2, 0.2...
    0.2, 0.2, 0.2, 0.4, 0.4, 0.4, 0.4, 0.4, 0.8, 0.8, 0.8, 0.8, 0.8...
    1.6, 1.6, 1.6, 1.6, 1.6, 3.2, 3.2, 3.2, 3.2]; %en mm

A = 0.004; %en m2
t = 60; %tiempo de muestreo en segundos

%R calculada mediante la definición original
D_Recortado = D(5:23);
for m = 1:length(Minuto)
    Vector_D_Sumado{m} = sum(Minuto{m},2);
    Vector_D_Recortado{m} = Vector_D_Sumado{m}(5:23);
end

```

```

    R{m} = ((6*pi)/1e4)*((D_Recortado.^3)*(Vector_D_Recortado{m})...
        /(A*t));
end

%Acc calculada mediante momentos
for m = 1:length(Minuto)
    Acc{m} = ((pi)/1e5)*((D_Recortado.^3)*(Vector_D_Recortado{m}./60)...
        /(A));
end

%Diámetro másico medio
for m = 1:length(Minuto)
    D4_0{m} = (transpose(D.^4).*(Minuto{m}).*(1./(V_D)))/(A*t);
    D4_1{m} = D4_0{m}(5:23,1:27);
    D4_2{m} = sum(D4_1{m},2);
    D4{m} = sum(D4_2{m});

    D3_0{m} = (transpose(D.^3).*(Minuto{m}).*(1./(V_D)))/(A*t);
    D3_1{m} = D3_0{m}(5:23,1:27);
    D3_2{m} = sum(D3_1{m},2);
    D3{m} = sum(D3_2{m});

    D_m{m} = D4{m}/D3{m};
end

R_Vector = transpose(cell2mat(R));
Acc_Vector = transpose(cell2mat(Acc));
%Opción alternativa para calcular Acc usando la R
Acc_Vector2 = R_Vector./60;
Diff_Acc = Acc_Vector - Acc_Vector2;
D_m = transpose(cell2mat(D_m));

%Producto al cual se le calculará su desviación estándar en periodos
%de 5 minutos
Acc_Dm = Acc_Vector .* D_m;

```

```

%Vector del producto Acc*Dm
Desv_Acc_Dm = zeros(length(Acc_Dm)/5,1);

%Cálculo de la desviación estándar en periodos de 5 minutos
for j = 1:5:length(Acc_Dm)
    Desv_Acc_Dm(j) = nanstd(Acc_Dm(j:j+4));
    for k = 1:5:length(Desv_Acc_Dm)
        if Desv_Acc_Dm(k) == 0
            Desv_Acc_Dm(k) = NaN;
        else
            Desv_Acc_Dm(k) = Desv_Acc_Dm(k);
        end
    end
end
end
Desv_Acc_Dm(Desv_Acc_Dm == 0) = []; %Elimina valores de desviación
%estándar igual a 0

l = length(Desv_Acc_Dm); %Tamaño del vector de Acc*Dm

%Condiciones para determinar si es convectivo (1), estratiforme (2) o
%somero (3)
for i = 1:l
    if Desv_Acc_Dm(i) >= 0.1
        Desv_Acc_Dm(i,2) = 1;

    elseif (0.1 > Desv_Acc_Dm(i)) && (Desv_Acc_Dm(i) >= 0.01)
        Desv_Acc_Dm(i,2) = 2;

    elseif Desv_Acc_Dm(i) < 0.01
        Desv_Acc_Dm(i,2) = 3;
    end
end

%Creamos una nueva variable llamada Régimen, que contendrá los valores
%de la desviación estándar de Acc*Dm letras según el régimen que

```

%corresponda (C convectivo, E estratiforme y S Somero)

```
Regimen = table(Desv_Acc_Dm(:,1) ,Desv_Acc_Dm(:,2),...
```

```
    'VariableNames', {'Desv', 'R'});
```

```
mask1 = Regimen.R == 1;
```

```
Regimen.R2(mask1) = 'C';
```

```
mask2 = Regimen.R == 2;
```

```
Regimen.R2(mask2) = 'E';
```

```
mask3 = Regimen.R == 3;
```

```
Regimen.R2(mask3) = 'S';
```

%Vector con los periodos de 5 minutos donde R fue menor a 0.1 mm/h

```
Rr = [12 13];
```

```
Regimen(Rr,:) = [];
```

```
Regimen(:,2) = [];
```